

## Tesis de Posgrado

# Foraminíferos y bioestratigrafía del cretácico superior y terciario inferior del sur de Argentina

Caramés, Andrea Alejandra

1993

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias  
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

**Cita tipo APA:**

Caramés, Andrea Alejandra. (1993). Foraminíferos y bioestratigrafía del cretácico superior y terciario inferior del sur de Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. [http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2582\\_Carames.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2582_Carames.pdf)

**Cita tipo Chicago:**

Caramés, Andrea Alejandra. "Foraminíferos y bioestratigrafía del cretácico superior y terciario inferior del sur de Argentina". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1993.  
[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2582\\_Carames.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2582_Carames.pdf)

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

Tema de Tesis  
FORAMINIFEROS Y BIOESTRATIGRAFIA DEL CRETACICO SUPERIOR  
Y TERCIARIO INFERIOR DEL SUR DE ARGENTINA

TOMO I

Autor  
Andrea A. Caramés

Director de Tesis  
Dr. N. Malumián

Tesis presentada para optar al título de Doctor en  
Ciencias Geológicas  
1993

Tesis  
2582  
v. 1  
uj.2

Buenos Aires, 3 de febrero de 1993

Sr. Presidente de la Subcomisión de  
Doctorado del Dpto. de Ciencias Geológicas  
Fac. de Ciencias Exactas y Naturales  
S/D

De mi mayor consideración:

Tengo el agrado de dirigirme a Ud. a fin de elevarle la Tesis Doctoral de la Lic. Andrea A. Caramés que lleva por título "Foraminíferos y bioestratigrafía del Cretácico superior y Terciario inferior del sur de Argentina".

La zona en que desarrolló el trabajo comprende las áreas de cuenca Austral del Yacimiento de Río Turbio, Lago Argentino, Puerto Coyle, Lago Fagnano y la plataforma continental del Mar Argentino. Se realizaron tareas de campaña y se investigaron cinco perforaciones de Yacimientos Carboníferos Fiscales, Total Austral y Yacimientos Petrolíferos Fiscales, totalizando aproximadamente 310 muestras y 160 determinaciones sistemáticas.

El trabajo de tesis consiste en la caracterización de las asociaciones de foraminíferos reconocidas, en sus aspectos sistemáticos y su aplicación estratigráfica. En la tarea sistemática la doctoranda realizó comparaciones directas del material con ejemplares argentinos y extranjeros depositados en el Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Laboratorio de Micropaleontología de la Dirección Nacional de Minería, sector de Micropaleontología de la Universidad de Magallanes y Museo Nacional de Historia Natural de Santiago de Chile.

El trabajo se llevó a cabo mediante becas de Iniciación y Doctoral del CONICET, y con lugar de trabajo en la Dirección Nacional de Minería.

atentamente Sin otro particular, saludo a Ud. muy



Dr. N. Malumián

## INDICE

### Tomo I

#### 1. INTRODUCCION

1a. Objetivos.....	p. 1
1b. Area estudiada.....	p. 2
1c. Métodos de trabajo.....	p. 2
1d. Material estudiado.....	p. 4

#### 2. ANTECEDENTES

2a. Antecedentes estratigráficos.....	p. 6
1) Area de Río Turbio.....	p. 6
Formación Cerro Cazador.....	p. 6
Formación Cerro Dorotea.....	p. 13
Formación Río Turbio.....	p. 18
2) Area al norte del río Santa Cruz.....	p. 23
Formación Calafate.....	p. 23
Formación Man Aike.....	p. 26
3) Area al sur del río Santa Cruz y Tierra del Fuego.....	p. 30
Arcillas Fragmentosas.....	p. 30
Formación Campo Bola.....	p. 32
Formación Cabeza de León.....	p. 36
Formación Río Claro.....	p. 38
Formación Río Bueno.....	p. 41
Formación Arroyo Candelaria.....	p. 42
Formación Uribe.....	p. 43
2b. Antecedentes micropaleontológicos.....	p. 46
1) Area argentina de la cuenca Austral....	p. 46
Asociaciones del Cretácico superior..	p. 46
Asociaciones del Paleoceno.....	p. 53
2) Area chilena de la cuenca Austral.....	p. 53
Asociaciones del Cretácico superior y Paleoceno.....	p. 53
3) Patagonia Septentrional.....	p. 60
Asociaciones del Cretácico superior..	p. 60
Asociaciones del Paleoceno.....	p. 62
4) Cuenca del Golfo San Jorge.....	p. 64
Asociaciones del Paleoceno.....	p. 64
5) Cuenca del Colorado.....	p. 66
Asociaciones del Paleoceno.....	p. 66
2c. Características del límite Cretácico- Terciario.....	p. 68
1) Crisis biótica del límite Cretácico- Terciario.....	p. 68
2) Características del límite Cretácico-Terciario en las secuencias más completas: naturaleza de las extinciones y cambios poblacionales en el Paleoceno inferior.....	p. 71
2d. Marco Paleooceanográfico.....	p. 78
1) Paleogeografía y paleocirculación.....	p. 78
2) Paleotemperatura.....	p. 85
3) Características de los sedimentos del límite Cretácico-Terciario.....	p. 92

#### 3. MICROPALAEONTOLOGIA

3a. Micropaleontología de las perforaciones....	p. 94
---	-------

3b. Micropaleontología de superficie.....p.	94
1) Perfil "Arroyo 25 de Mayo", zona de Lago Argentino, Santa Cruz.....p.	95
2) Perfil "Filo de la Mina", zona de Río Turbio, Santa Cruz.....p.	99
3) Perfil "Río Turbio", zona de Lago Fagnano, Tierra del Fuego.....p.	104
4. ASOCIACIONES DE FORAMINIFEROS	
4a. Consideraciones generales.....p.	107
4b. Asociaciones.....p.	107
1) Asociación de <b>Buliminella isabelleana</b> forma <b>procera-Nonionella ovata-</b> <b>Anomalinoides perthensis</b> .....p.	107
2) Asociación de <b>Alabamina</b> sp. 1885 y especies danianas de la perforación T- 136.....p.	110
3) Asociación de <b>Nonionella</b> sp. y nodosariáceos del Daniano de la perforación SC-1.....p.	111
4) Foraminíferos aglutinados del tramo 680-630m del pozo Polux x-1.....p.	111
5) Foraminíferos aglutinados del tramo 900-840m del pozo Cruz x-1.....p.	112
5. PALEOECOLOGIA	
5a. Introducción.....p.	113
5b. Metodología.....p.	114
5c. Interpretación paleoecológica.....p.	119
1) Características paleoecológicas del Paleoceno.....p.	119
2) Análisis del intervalo daniano de la perforación SC-1.....p.	120
3) Análisis del Paleoceno de las perforaciones T-136 y T-137.....p.	123
4) Característcas paleoecológicas del Cretácico tardío.....p.	130
5) Análisis del Cretácico superior del pozo Polux x-1.....p.	135
6) Análisis del tramo 900-840m del pozo Cruz x-1.....p.	140
5d. Autoecología a nivel genérico y algunos datos específicos.....p.	141
6. CONSIDERACIONES GENERALES	
6a. Análisis estratigráfico del Daniano y Paleoceno superior de las perforaciones T-136 y T-137.....p.	162
6b. Bioestratigrafía y edad.....p.	164
1) Edad del tramo 682-687m de la perforación SC-1.....p.	164
2) Edad de las sedimentitas de la perforación T-137.....p.	165
3) Edad de las sedimentitas de la perforación T-136.....p.	166
4) Edad de la microfauna de muestras de afloramiento de la Formación Cerro Dorotea.....p.	167

5) Equivalencia formacional y edad del intervalo 870-510m del pozo Polux x-1.....p.	167
6) Equivalencia formacional y edad del intervalo 1250-800m del pozo Cruz x-1.....p.	170
7) Edad de la Formación Calafate.....p.	172
8) Edad de la Formación Río Claro.....p.	172
7. CONCLUSIONES	
7a. Sistemáticas.....p.	174
7b. Bioestratigráficas.....p.	174
7c. Asociaciones y paleoecología.....p.	180
8. BIBLIOGRAFIA.....p.	183

## Tomo II. SISTEMATICA

1. INTRODUCCION.....p.	1
2. FORAMINIFEROS.....p.	1
2a. Foraminíferos del pozo Polux x-1.....p.	1
2b. Foraminíferos de muestras de afloramiento de la Formación Calafate.....p.	69
2c. Foraminíferos de las perforaciones SC-1, T-136 y T-137, y del perfil "Filo de la Mina", Formación Cerro Dorotea.....p.	73
2d. Foraminíferos de muestras de afloramiento de la Formación Río Claro.....p.	153
3. LISTA DE ESPECIES.....p.	155
4. LAMINAS.....p.	158
5. APENDICE	
"El género <b>Rzehakina</b> en América del Sur, su clasificación sistemática y distribución".....p.	169

## INDICE DE ILUSTRACIONES

Mapa 1 de ubicación de las localidades citadas en el texto.....Sobre	1
Mapa 2 de ubicación de los perfiles "Arroyo 25 de Mayo" y "Filo de la Mina".....Sobre	1
Perfiles estratigráficos "Filo de la Mina", "Arroyo 25 de Mayo" y "Río Turbio".....Sobre	2
Cuadros de distribución de especies de las perforaciones SC-1, T-136, T-137 y Polux x-1.....Sobre	3

## 1. INTRODUCCION

### 1a. Objetivos

El objetivo de este trabajo es el estudio de los foraminíferos del Cretácico superior y Terciario inferior de la cuenca Austral y su aplicación estratigráfica en el área austral de la Argentina, en donde el límite Cretácico-Terciario presenta dificultades especiales propias de las secuencias silicoclásticas. Se intenta definir las asociaciones microfaunísticas de la cuenca, y las características y relaciones de las unidades bioestratigráficas.

En general las secuencias del límite Cretácico-Terciario pueden ser de dos tipos, una con biofacies dominadas por foraminíferos calcáreos, bien definidas en secuencias carbonático-clásticas como las de Patagonia Septentrional, y otra dominada por foraminíferos aglutinados, con foraminíferos planctónicos y bentónicos calcáreos muy escasos o ausentes, propias de secuencias silicoclásticas, y desconocidas en otras cuencas argentinas.

En la cuenca Austral, se reconocieron ambas biofacies. La biofacies cretácica dominada por foraminíferos calcáreos no ofrece grandes dificultades ya que presenta semejanzas con otras cuencas, y la paleocena es cosmopolita. Pero con respecto a la biofacies de foraminíferos aglutinados, aunque a nivel mundial es bastante frecuente en el límite Cretácico-Terciario, su uso en estratigrafía ofrece dificultades. Por un lado, estas facies normalmente carecen de otros grupos de fósiles que de existir aportarían otros criterios bioestratigráficos, y por otro, la amplia variabilidad morfológica intraespecífica de los foraminíferos aglutinados dio como resultado un gran número de especies y una sistemática compleja.

El registro de esta facies de arenáceos, de composición taxonómica similar al "tipo flysch" de las cuencas de flysch alpinas y de algunas cuencas de margen continental como la plataforma de Labrador, en sedimentitas arcillosas grises, no calcáreas del pozo Cruz x-1, motivó el estudio monográfico de los rzhakínidos, grupo cuyo auge se debió a que fue clásicamente reconocido en secuencias clásticas del límite Cretácico-Terciario del flysch de los Cárpatos donde se separaron taxones utilizados como indicadores temporales.

### Agradecimientos

Se agradece a las empresas YCF, YPF y Total Austral por el material de perforaciones brindado para su estudio y a las mencionadas en primer lugar por las facilidades de alojamiento en campaña.

A la Secretaría Nacional de Minería y Geología, por haber proporcionado el lugar, materiales y elementos necesarios para el

desarrollo de este trabajo. A la Empresa Nacional del Petróleo (Chile) y al Museo Nacional de Historia Natural de Santiago (Chile) por las facilidades prestadas en la consulta de su material. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por el otorgamiento de becas de iniciación y doctoral que posibilitaron el desarrollo de esta tesis. Al Servicio de Microscopía Electrónica del CONICET y de la Facultad de Odontología (UBA) por las fotografías tomadas.

En especial se agradece al Doctor H. Arbe y a los Licenciados R. Carrizo y A. Pereyra, por su apoyo en las tareas de campaña, y al Licenciado J. A. Gebhard y a los Doctores J. Gouadain y J. A. Robiano por facilitar la obtención del material de perforaciones.

Al Dr. N. Malumián por su dirección, consejo y aliento en la realización del trabajo.

Al Dr. E. Boltovskoy del Museo Bernardino Rivadavia por permitir la consulta de su colección y su amplia colaboración, y a la Srta. S. Watanabe por la ayuda brindada en la consulta de la colección y facilitar la búsqueda de varias piezas bibliográficas.

A las Licenciadas A. Bayarsky y G. A. Concheyro por el estudio respectivo de la mineralogía de grano suelto y nanoplancton calcáreo de varias muestras.

Por el aporte de opiniones, aliento y colaboración a la Dra. C. Nández y la Lic. G. A. Concheyro.

Al Sr. J. C. González por su colaboración en numerosas tareas técnicas.

## **1b. Area estudiada**

El estudio comprende las zonas del Yacimiento de Río Turbio, Lago Argentino, Puerto Coyle, Lago Fagnano y plataforma continental del Mar Argentino, situadas en la región austral (aproximadamente al sur del paralelo de 50° Lat. Sur) de la cuenca Magallánica o Austral.

## **1c. Métodos de trabajo**

En las tareas de campo se muestrearon y reconocieron las unidades de posible edad paleocena de las áreas del yacimiento de Río Turbio, Lago Argentino e Isla Grande de Tierra del Fuego. Durante las campañas se recorrieron y muestrearon: afloramientos de las Formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea en la zona del "Filo de la Mina" y río Vizcachas en el yacimiento de Río Turbio, afloramientos de la Formación Calafate en la zona del Arroyo 25 de Mayo al sudeste de Lago Argentino, y afloramientos de la Formación Río Claro en la zona del Río Turbio en el extremo oriental del Lago Fagnano.

Se obtuvo material de subsuelo de las perforaciones T-136 y



T-137 en visitas al Yacimiento de Río Turbio, y de los pozos Polux x-1 y Cruz x-1 mediante gestiones con la empresa Total Austral.

Con el fin de comparar el material argentino y chileno de la cuenca Austral, se visitó el sector de Micropaleontología de la Universidad de Magallanes, Punta Arenas, y el Museo Nacional de Historia Natural, Santiago. Estas visitas fueron de gran importancia en el desarrollo del estudio monográfico de los rzehakínidos. También se realizaron comparaciones directas con material argentino y extranjero depositado en el Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia y en el Laboratorio de Micropaleontología de la Secretaría de Minería.

Con respecto a las tareas de laboratorio, se intentó trabajar con muestras de volúmenes similares, pero en el caso de algunas muestras de inyección la cantidad de material procesado dependió de la disponibilidad.

Los métodos de desagregación empleados consistieron en:

- Molienda en mortero de las muestras cuyo tamaño de agregado requirió este procedimiento.

- Desagregación según el método de nafta y agua oxigenada o el de la solución saturada de sulfato de sodio. La elección de uno u otro tratamiento dependió del grado de consolidación de la muestra.

- Tratamiento en máquina rotativa.

- Lavado sobre tamiz malla Tyler 200 y secado del residuo sobre mesa de arena.

El método de la nafta y agua oxigenada se empleó para tratar las muestras poco consolidadas. Primeramente las muestras fueron calentadas sobre mesa de arena para secarlas, luego se las cubrió con nafta durante aproximadamente una hora, posteriormente se retiró la nafta sobrenadante, y por último se agregó agua, se agitó, se adicionó agua oxigenada de 100V en una proporción aproximada de 10% y se dejó actuar durante varias horas.

El método del sulfato de sodio se utilizó para las muestras más consolidadas. Básicamente el método consiste en que al cristalizar la sal de sulfato se desarrollan presiones que tienen el efecto de separar los granos de la sedimentita. Por lo tanto, una vez que las muestras fueron humedecidas con la solución, se las dejó en reposo un tiempo para que actuara la evaporación del solvente o se las calentó para acelerar el proceso de evaporación que provocó la cristalización. Para lograr una desagregación efectiva se indujo la repetición del proceso agregando más solución saturada o simplemente agua.

Completados los pasos anteriores, las muestras fueron revisadas bajo lupa binocular para extraer los microfósiles, y una vez separados por formas iguales se realizó el estudio sistemático preliminar. El criterio utilizado para la clasificación genérica es el de Loeblich y Tappan (1988).

La ilustración de la microfauna se realizó con microscopio electrónico de barrido.

Por último se confeccionaron los cuadros de distribución de especies, se asignaron edades, y sobre la base de estos resultados y antecedentes previos, se realizó la correlación bioestratigráfica de la zona.

#### **1d. Material estudiado**

##### **Material de subsuelo:**

Perforación YPF.SC-1: Realizada por Yacimientos Petrolíferos Fiscales, a unos 8km al norte de Puerto Coig o Coyle, a los 50° 54' long. oeste. Se utilizó para su estudio, la microfauna separada por Malumián y Masiuk, citada en Malumián et al. (1971), correspondiente a los testigos de los intervalos 682-683m, 684-685m y 686-687m. La selección del tramo se basó en el citado antecedente, que indica que a los 687m la microfauna es maestrichtiana y entre los 686-682m corresponde al Daniano.

Perforación YCF.ADARO 1: Realizada por ENADIMSA e YCF. Se sitúa en las coordenadas Gauss-Krüger x= 4.288.000 e y= 1.476.412,5. Alcanzó los 222m de profundidad. Se investigó la presencia de microfósiles en testigos de las siguientes profundidades: 8, 16, 19, 25, 31, 36, 46-49, 49, 53, 56, 59, 61, 63, 67, 69, 75, 77, 82, 98, 100, 106, 112, 167, 212, 121.5, 213, 216 y 222 (dadas en metros). Resultaron estériles.

Perforación YCF.T-137: Realizada por Yacimientos Carboníferos Fiscales. Situada en las coordenadas Gauss-Krüger x= 4.286.389,96 e y= 1.475.728,97. Alcanzó una profundidad de 746,50mbbp. Se trabajó con todas las muestras de inyección de la perforación.

Perforación YCF.T-136: Realizada por Yacimientos Carboníferos Fiscales. Situada en las coordenadas Gauss-Krüger x=4.288.548,44 e y=1.476.314,25. Alcanzó una profundidad de 801mbbp. Se trabajó con las muestras de inyección de la perforación.

Pozo Polux x-1: Realizado por la empresa Total Austral en el mar Epicontinental Argentino a los 52° 57' lat. sur y 67° 51' long. oeste. Se estudiaron las muestras de inyección del intervalo 810-610mbbp.

Pozo Cruz x-1: Realizado por la empresa Total Austral en el Mar Epicontinental Argentino a los 53° 40' lat. sur y 67° 29' long. oeste. Se trabajó con las muestras de inyección del intervalo 1250-800m bajo boca de pozo, tomadas cada 10 metros. Se separó una fauna escasa de foraminíferos aglutinados, entre los cuales la presencia de rzehakínidos motivó la realización de la síntesis bibliográfica de las principales investigaciones realizadas sobre el grupo.

A fines comparativos se investigó la presencia de microfósiles en los pozos Hidra x-1 y Fenix x-1 realizados por Total Austral en el Mar Epicontinental Argentino, a los 52° 50' lat. sur y 68° 12' long. oeste y 53° 10' lat. sur y 67° 27' long. oeste respectivamente. Se procesaron muestras de inyección de los

intervalos respectivos 640-770m y 360-510m, con un espaciamiento de 10 metros. Al igual que en el caso del cercano pozo Cruz x-1, se obtuvo una escasa fauna de foraminíferos aglutinados y calcáreos, pero por el momento, la gran contaminación por derrumbe ha dificultado su correlación.

#### Perfiles:

Perfiles de las Formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea: Fueron colectadas cuando se realizó el perfil de la zona del Cerro Filo de la Mina-Arroyo Santa Beatriz (área de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz), y en oportunidad de visitar la zona del Arroyo Vizcachas o Palique (situado al norte del yacimiento de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz).

Perfil de la Formación Calafate: Colectadas cuando se realizó el perfil del Arroyo 25 de Mayo (área de Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz).

Perfil de la Formación Río Claro: Colectadas al recorrer los afloramientos del río Turbio en el extremo oriental del Lago Fagnano (Tierra del Fuego).

## **2. ANTECEDENTES**

### **2a. Antecedentes estratigráficos**

Basándose en los estudios de numerosos investigadores, se intenta exponer los rasgos más conspicuos de las formaciones y secuencias carentes de una denominación formal, que abarcan aproximadamente el intervalo estratigráfico comprendido entre el Campaniano y el Eoceno de la cuenca Austral. Si bien el objetivo es el conocimiento micropaleontológico del Cretácico terminal-Paleoceno, el disenso sobre la edad de las sedimentitas presentes en la cuenca, requirió que la revisión bibliográfica excediera los límites cronoestratigráficos inicialmente fijados. Sin embargo, la revisión de los antecedentes de secuencias, que por su edad estarían fuera del propósito de esta tesis, permitieron una mayor caracterización de las sedimentitas estudiadas e hicieron posible la construcción del cuadro estratigráfico del área.

La revisión de los antecedentes refleja un panorama estratigráfico confuso, donde la posición cronológica, equivalencias laterales y tipo de contacto entre las distintas unidades, varía según los grupos de fósiles utilizados y el criterio de los distintos autores. Esta situación es consecuencia de:

a) La información proviene de afloramientos escasos y discontinuos y/o muestras de perforaciones con las limitaciones propias de la información de subsuelo (en el mejor de los casos se habrían aplicado métodos de observación directos de coronas que abarcan sólo una parte de las columnas, y más frecuentemente se habrían tenido recortes continuos de muestras de inyección con sus problemas de contaminación). Esto originó una nomenclatura complicada con nombres formales y otros arraigados por el uso corriente.

b) Por una parte, se trata de secuencias de escaso espesor y discontinuas, probablemente secuencias condensadas, donde en oposición a los procesos de depositación actuaron corrientes intermitentes que sin llegar a provocar notorias discordancias erosivas eliminaron gran parte de los sedimentos que se estaban depositando. Como consecuencia de la escasa representación y la pobre caracterización micro y megapaleontológica de estas secuencias, sus relaciones temporales y espaciales son difíciles de establecer. Por otra parte, las secuencias clásticas de los depocentros contienen exclusivamente foraminíferos aglutinados de escasa resolución estratigráfica.

#### **1) Area de Río Turbio**

##### **FORMACION CERRO CAZADOR**

Sobre el límite argentino-chileno en la región de Ultima Esperanza, existe un conjunto de sedimentitas constituido por areniscas glauconíticas pardo-verdosas, con intercalaciones

arcillosas abajo y conglomerádicas arriba, que Feruglio (1938, 1944, 1949) dividió en Estratos de Monte Grande, Estratos del Cerro Cazador y Estratos del Cerro Dorotea. Cecioni (in Hoffstetter et al., 1957) consideró que todo el conjunto era inseparable y lo denominó Formación Cerro Dorotea. Posteriormente Katz (1963), observó en fotografías aéreas que los Estratos de Monte Grande eran diferenciables de la porción suprayacente, incluyó a los Estratos de Monte Grande en la Formación Tres Pasos y llamó al resto del conjunto Formación Cerro Dorotea. Bianchi (1967, m.s.), observó que la división entre los Estratos de Monte Grande y los Estratos del Cerro Cazador fue realizada sobre la base del contenido paleontológico. Sin embargo Leanza (1972), denomina Formación Cerro Cazador a los Estratos de Monte Grande y del Cerro Cazador dada la similitud litológica de ambos, y sostiene que la Formación o Estratos del Cerro Dorotea se caracterizan por el mayor contenido de bancos conglomerádicos que forman resaltos y por las intercalaciones de sedimentitas terrestres hacia el sur de la sierra Dorotea y Cancha Carrera. Riccardi y Rolleri (1980) siguen el criterio de Leanza para la Formación Cerro Cazador, y al compartir el mismo criterio de Feruglio (1938) aceptan a la Formación Cerro Dorotea como una continuación de la primera.

Según Russo et al. (1980), las mejores exposiciones se encuentran en el cerro Cazador y en el valle del río Vizcachas o Palique, y los afloramientos pasan hacia el sur al territorio chileno, reapareciendo en territorio argentino al oeste de la mina de Río Turbio.

La denominación Formación Cerro Cazador corresponde a las capas marinas que Feruglio (1949) llamó Estratos del Monte Cazador o Capas con **Lahillia luisa** y a la Sección Media de las Areniscas Verdes de Brandmayr (1945).

Según Feruglio (1949) alcanza unos 900m de espesor en el cerro Cazador; en sierra Dorotea el espesor visible según Hünicken (1955) es de 815m, dato muy próximo al obtenido por Furque y Caballé (1987, m.s.) de 810m. A pesar de los diferentes criterios para establecer el límite inferior de la Formación Cerro Cazador, todos los autores coinciden en el aumento de espesor hacia el norte.

### Litología

Según Hünicken (1955), sus Estratos del Cerro Cazador o Capas con **Lahillia luisa** pueden dividirse en tres secciones aflorantes en la sierra Dorotea, excepto la porción basal visible en territorio chileno. La sección inferior, de aproximadamente 400m de espesor, es una serie monótona marina de areniscas verdosas, parduscas y amarillentas; en general constituyen paquetes gruesos de areniscas finas que a veces tienen intercalaciones de material más grueso y con frecuencia presentan estratificación entrecruzada. Hünicken agrega que según una comunicación verbal del Dr. Cazaubón, en la base hay un banco de areniscas calcáreas con lamelibranquios. El resto de la sección inferior carece de macrofauna marina. La sección media, de 238m de espesor, son

areniscas finas a medianas, en parte calcáreas y en ciertos niveles glauconíticas, que alternan con arcillas duras, en parte margosas. Predominan los colores verdosos claros que por meteorización pasan a amarillento verdoso. En esta sección se intercalan bancos de hasta 1m de espesor de areniscas muy finas, calcáreas y en parte silíceas, muy duras, gris oscuras y superficialmente violáceas, con amonites, lamelibranquios y gastrópodos. Debe destacarse que esta sección es la única portadora de cefalópodos. Por último, la sección superior, con 177m de potencia, no muestra diferencias litológicas con la sección media, pero contiene una forma de **Panopea** (*P. sp. aff. P. simplex* Hupé) y géneros y especies de gastrópodos (**Osacheria argentina** Hünicken, **Fusus elegans** Hünicken, *F. sp. aff. F. deusenianus* Wilckens y **Retusa** sp. cf. *R. scutata* Wilckens) no registradas en la sección infrayacente, y en varios niveles tallitos y raíces entremezclados con fósiles marinos, lo que indica proximidad a la costa.

Según Manassero (1988), la Formación Cerro Cazador está compuesta por areniscas verdosas, finas a medianas, macizas, entrecruzadas, con intercalaciones de pelitas, calcáreas y conglomerados. A partir del estudio petrográfico de las areniscas, Manassero (*op. cit.*) indicó que son ricas en fragmentos volcánicos, y a partir de los triángulos de composición cuarzo-feldespatolíticos y cuarzo policristalino-fragmentos volcánicos-fragmentos sedimentarios demostró que proceden de un arco magmático, y que de norte a sur se registra un aumento del feldespato potásico y de los fragmentos volcánicos.

#### Relaciones estratigráficas

Todos los autores coinciden en la dificultad de establecer un límite preciso entre la Formación Cerro Toro (infrayacente) y la Formación Cerro Cazador; según Hünicken (1955) y Brandmayr (1945) se observa concordancia tanto en el límite mencionado como entre las Formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea, donde el pasaje es gradual. Nullo *et al.* (1981) están de acuerdo con las características del límite superior. En cambio, Di Benedetto (1972) y Russo *et al.* (1980), opinan que la relación entre las Formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea es discordante ya que consideran que en el perfil de río Vizcachas las separa una discordancia erosiva y angular, y que correlacionando las Formaciones Cerro Dorotea y Calafate (de lago Argentino), la última "suprayace a distintas unidades maestrichtianas en evidente discordancia". Cabe destacar que en el mismo informe, Pezzi, observa concordancia en el perfil del río Guillermo.

#### Correlaciones

Según Riccardi y Rolleri (1980), la Formación Cerro Cazador es reemplazada lateralmente hacia el norte, en el área de lago Argentino, por la parte superior de la Formación Cerro Toro, por la Formación La Anita y la Formación Pari Aike; y en lago Viedma por la Formación El Alamo (que según estos autores correspondería litológicamente al desarrollo lateral con términos más viejos de la Formación La Anita) y la Formación Pari Aike.

Hünicken (1955), basado en la presencia de formas fósiles comunes, vincula a los Estratos del Cerro Cazador con los de La Anita y con la parte inferior de los Estratos de Calafate.

En subsuelo equivale a las "Arcillas Fragmentosas" (sensu Riccardi y Rolleri, 1980).

En la zona de la costa atlántica de Tierra del Fuego, se corresponde con el Grupo Río Claro (Furque y Camacho, 1949; Borrello, 1972); ya en 1955 Hünicken había vinculado a la sección Media de los Estratos del Cerro Cazador con los Estratos de Policarpo por la presencia de formas fósiles comunes. En el subsuelo de Tierra del Fuego estaría representada por la parte superior de la Formación Cabeza de León (Flores et al., 1973).

En la región de Magallanes y Tierra del Fuego, Hünicken (1955), vincula la Sección Media y con dudas a la parte superior de los Estratos del Cerro Cazador, con los Estratos de Canelos y Prat portadores de la fauna de **Lahillia luisa** y los Estratos de Kelp y Santa Ana con **Anisoceras notabile** Whiteaves y **Rossmaticeras**.

Malumián et al. (1971), correlacionan el nivel f de Hauthal (1898) de cerro Cazador con **Hoplitoplacenticeras plasticum** Paulcke con el nivel 836m de la perforación SC-1 sobre la costa atlántica (basándose en la cita sobre la presencia del mismo amonite en Feruglio, 1938), y con el tramo 1999-2005m de la perforación SC-3 por la presencia de **Baculites** similares a los de los niveles cercanos al nivel f de Hauthal.

Equivale cronológicamente a las formaciones chilenas Barcarcel (probablemente campaniana según Cecioni, 1960) y Rosa, ambas aflorantes en península Brunswick e isla Dawson, y a la Formación Fuentes y su suprayacente la Formación Rocallosa (Maestrichtiano medio y superior respectivamente, según Charrier y Lahsen, 1969) del área de seno Skyring. También en península Brunswick, las Formaciones Santa Ana, Río Blanco y Carrera, asignadas al Maestrichtiano medio las mencionadas en primer lugar y al Maestrichtiano superior la última (sensu Charrier y Lahsen, 1969), serían equivalentes a la Formación Cerro Cazador.

Según Riccardi y Rolleri (1980), equivale al piso Riescoiano de Natland et al. (1974), de edad santonio-maestrichtiano.

Basado en la macrofauna, Feruglio (1949) equipara cronológicamente las Capas de Lefipán del valle medio del río Chubut con las Capas de **Lahillia luisa** de Patagonia Austral, lo mismo que la sección superior del Cretácico superior del río Chubut Medio estudiadas por Petersen (1946) y que según el mismo autor podrían ser equivalentes a las Capas con **Baculites** de El Caín y quizás a las portadoras de **B. argentinicus** de la Sierra de Huantraicó (separadas unos 500m del horizonte típico de Roca). Según Hünicken (1955), si las Capas de Lefipán son coetáneas con las Capas con **Baculites**, también podrían ser el equivalente cronológico de las secciones Media y Superior de los Estratos del Cerro Cazador y de la sección Inferior de los Estratos del Cerro

Dorotea; sin embargo sobre la base de las formas fósiles comunes no les pudo asignar una posición definida.

#### Ambiente de sedimentación

Según Herm (1966) y Russo *et al.* (1980), la Formación Cerro Cazador se habría depositado en un ambiente infralitoral muy cercano a la costa.

#### Contenido paleontológico y edad

Brandmayr (1945) al estudiar los afloramientos del lado argentino del cerro Cazador, cita ocho horizontes fosilíferos que le permiten asignar al Senoniano a su Sección Media de las Areniscas Verdes. Estos horizontes de abajo hacia arriba son: 1) Capa con **Hoplitoplacenticeras plasticum**, 2) Capa con **Baculites**, 3) Complejo ostrero (**O. ultima** spei y **O. ameghinoi**), 4) Capa con **Baculites** y **Trigonia** sp., 5) Capa con **Pugnellus hauthali**, 6) Capa con **Trigonia windhauseniana**, 7) Capa con **Perissoptera monodactyla** y 8) Capa con **Kossmaticeras (Madrasites) bhavani**.

Posteriormente, Feruglio (1949), basándose en los resultados de Brandmayr, trazó un esquema estratigráfico para la región del cerro Cazador y el valle del río Turbio, en el que distingue siete complejos fosilíferos: "b" ubicado en la base de los Estratos del Cerro Cazador, contiene la fauna de **Hoplitoplacenticeras plasticum** Paulcke y equivale a los niveles 1 y 2 de Brandmayr; el complejo "c" es un complejo ostrero y equivale al nivel 3 de Brandmayr con **Ostrea ultima** spei y **O. ameghinoi**; el complejo "d" contiene **Baculites vagina cazadorianus** Paulcke y **Pugnellus hauthali** Wilckens, y equivale a los niveles 4 y 5 de Brandmayr; el complejo "e" con **Trigonia windhauseniana** Wilckens (= **Trigoni wilckensi** Feruglio), homólogo del nivel 6 de Brandmayr; el complejo "f" con **Perissoptera monodactyla** Wilckens que se corresponde con el nivel 7 de Brandmayr; el complejo "g" con **Kossmaticeras (Madrasites) bhavani** Stoliczka equivalente al nivel 8 de Brandmayr; y por último el complejo "h" que contiene formas varias de los niveles infrayacentes y no tiene amonites.

Feruglio (*op. cit.*) coincide con Brandmayr en la edad senoniana de estos estratos.

Estudios más detallados de la fauna de los Estratos del Cerro Cazador permitieron a Hünicken (1955, 1965) dividir a la Formación aflorante en la sierra Dorotea en tres secciones con varios niveles fosilíferos. En la sección inferior cita al lamelibranquio **Panopea convexa** Hünicken. Divide a su sección media en tres paquetes, el más antiguo, con los niveles fosilíferos "b" con **Pinna anderssoni** Wilckens acompañado por los lamelibranquios **Nucula suboblonga** Wilckens, **N.** sp. (aff. **N. pueyrredonensis** Stampton), **Malletia gracilis** Wilckens, **Pecten** sp., **Venus** sp. cf. **V. venatorum** Wilckens y **Panopea** sp. aff. **P. pastorei** Feruglio, y "c" con escamas de cycloideas, el lamelibranquio **Panopea** sp. aff. **P. pastorei** Feruglio acompañado por **Gryphaea burckhardtii** Bohm, **G.** sp. cf. **G. vesicularis** (Lamarck) Wilckens, **Phacoides (Cavilucina?)** sp. cf. **scotti** Wilckens, **Meretrix rothi** (Wilckens), **M. antarctica**



(Wilckens) y los gastrópodos **Arrhoges gregaria** Wilckens y **Perissoptera schlagintweiti** Hünicken. El segundo paquete sedimentario de la sección media corresponde a las capas con **Baculites vagina** Forbes var. **rioturbioensis** Hünicken (nivel fosilífero "ch") y **Lahillia luisa** Wilckens, acompañados por los lamelibranquios **Nucula suboblonga** Wilckens, N.? sp., **Cucullaea grahamensis** Wilckens, **Pecten** sp. cf. **P. martinezi** Philippi, **Meretrix antartica** (Wilckens), **M. australis** (Feruglio), **Solecurtus gratus** Wilckens, **Panopea** (**Pleuromya**?) **senoniana** Hünicken, los escafópodos **Dentalium cazadorianum** Wilckens, **D. cazadorianum** **rioturbioensis** Hünicken, D. spp., el gastrópodo **Turritella cazadoriana** Wilckens, los cefalópodos **Baculites vagina** Forbes, **B. rioturbioensis** Hünicken, **Maorites densicostatus** (Kilian y Réboul), problemáticos, fragmentos de huesos, **Lamma** sp. Wilckens y escamas de cycloideas. El tercer paquete de la sección media contiene **Kossmaticeras** (**Madrasites**) **bhavani** (Stoliczka) var. **seymouriana** Kilian y Réboul, **Maorites densicostatus** (Kilian y Réboul), **M. suturalis** Marshal (los tres en los niveles "d", "e" y "h"), **M.** sp. (niveles "d" y "h"), **Diploceras australe** Hünicken (nivel "h"), **Lytoceras** (**Tetragonites**) **epigonum** Kossmat (nivel "h"), **Grossouvrites gemmatum** (Huppé) (niveles "d" y "h"), **Eutrephocea simile** Spath (niveles "ch" y "h"), **Pseudophyllites peregrinus** Spath (nivel "h"), **Gaudryceras** sp. juv. (nivel "e"), **Baculites** sp. cf. **B. anceps** Lamarck (nivel "h"), **B.** sp. (niveles "ch", "f" y "g"), acompañados por **Nucula oblonga** Wilckens (niveles "f" y "h"), **N. suboblonga**, **N. cecileana** (d'Orbigny), **N. stationis** Wilckens, **N. pueyrredonensis** Stanton (todas en el nivel "h"), **N. franguellii** Feruglio (niveles "f" y "h"), **N.** sp. cf. **N. dynastes** Ihering (nivel "e"), **N. dorsoelevata** Hünicken (niveles "e" y "h"), **Malletia gracilis** Wilckens (nivel "h" y continúa en la sección superior e incluso en los Estratos del Cerro Dorotea), **M. doriis williamsoni** Hünicken (nivel "h"), **Cucullaea antartica** Wilckens, **C.** spp., **Ostrea** sp. nov. Hünicken, **Gryphaea burckhardtii** Böhm (todas en el nivel fosilífero "e"), **G.** sp. cf. **G. vesicularis** (Lamarck) (nivel "g"), **Pecten** (**Camptonectes**) **malignus** Wilckens (niveles "e" y "g"), **P. wilckensi** Hünicken (nivel "g"), **P.** sp. nov. Hünicken (niveles "e" y "h"), **Lima** sp. nov. Hünicken (nivel "h"), **Mytilus discipiens** Wilckens (niveles "e" y "h"), **Astarte** sp. cf. **A. venatorum** Wilckens (nivel "g"), **Crassatellites?** **camachoi** Hünicken (nivel "h"), **Phacoides** (**Clavulucina**)? sp. cf. **P. scotti** Wilckens (nivel "e"), **Lahillia luisa** (nivel "c", es el nivel más alto en que se registra esta especie en el área de la sierra Dorotea), **Venus** sp. cf. **V. venatorum** Wilckens (nivel "h"), **Meretrix rothi** (Wilckens) (nivel "e"), **Solecurtus gratus** Wilckens (niveles "g" y "h"), **Mactra?** **wilckensi** Hünicken (niveles "f" y "h"), **Panopea prenucleus** Hünicken (niveles "g" y "h"), **P.** (**Pleuromya**?) **senoniana** Hünicken (niveles "g" y "h"), **Dentalium cazadorianum** Wilckens (niveles "e", "f" y "h"), **D. cazadorianum** var. **rioturbioensis** Hünicken (nivel "h"), **D.** sp. aff. **D. limatum** Stanton (niveles "f" y "h"), **Scalaria** sp. (niveles "e" y "f"), **Polynices cerreria** (Wilckens) (nivel "h"), **Lunatia** sp. cf. **L. pueyrredonensis** Stanton (nivel "g"), **Ampullospira** sp. (nivel "e"), **Turritella cazadoriana** Wilckens (niveles "e", "f", "g" y "h"), **Arrhoges gregaria** Wilckens (nivel "e"), **Perissoptera sanctaeinesi** Hünicken (niveles "e" y "h"), **Pyropsis** sp. aff. **P. patagonicus** Wilckens (niveles "e" y "h"), **Cassidaria mirabilis** Wilckens (nivel

"e"), **Cominella** (?) **tumida** (Wilckens) (niveles "e" y "h"), **Austrosphera glabra** Camacho (nivel "h"), **Cinulia** sp. cf. **C. pauper** Wilckens (niveles "g" y "h"), **Nautilus blandfordianus** Kilian y Réboul (nivel "h"), **Phylloceratidae** gen. et sp. ind. (nivel "e") y **Lytoceras** (**Gaudriceras**) **kayei** (Forbes) (nivel "e"). La sección superior del perfil de Hünicken se caracteriza por la ausencia de amonites, no aparece **Lahillia luisa** pero sí la mayoría de las formas asociadas a ella. Las nuevas formas para esta sección son: **Panopea** sp. aff. **P. simplex** Hupé (en los tres niveles de la sección superior), **Olsacheria argentina** Hünicken (nivel "k"), **Fusus elegans** Hünicken (nivel "j"), **F.** sp. aff. **F. deusenianus** Wilckens (niveles "j" y "k"), **Bulla?** sp. 1 (nivel "k") y **Retusa** sp. cf. **R. scutata** Wilckens (niveles "j" y "k"). Continúan apareciendo o reaparecen **Malletia gracilis** Wilckens (niveles "i" y "j"), **Cucullaea antarctica** Wilckens (nivel "j"), **C. grahamensis** Wilckens (con dudas en el nivel "j"), **Meretrix antarctica** (Wilckens) (niveles "i" y "k"), **Panopea** sp. aff. **P. pastorei** Feruglio (nivel "i"), **Dentalium cazadorianum** Wilckens (nivel "j"), **Polynices cerreria** (Wilckens) (niveles "i" y "j"), **Perissoptera schlaginweiti** Hünicken (niveles "j" y "k"), **P.** sp. cf. **P. monodactyla** Wilckens (nivel "j"), **Pterodonta patagonica** Hünicken (nivel "k"), **Cominella** (?) **tumida** (Wilckens) (nivel "i"), **C. patagonica** Feruglio (nivel "i") y **Austrocominella** sp. nov. (nivel "k").

Hünicken (1965) considera que su sección media de los Estratos del Cerro Cazador corresponde al Campaniano superior ya que la fauna de cefalópodos es la misma que la de la Antártida (6 formas comunes con la Isla James Ross, Snow Hill y Seymour) y admite para algunas asociaciones una edad maestrichtiana basal. En cuanto a la edad de la sección inferior que carece de restos fósiles, Hünicken (1955) considera que se habría depositado durante el Santoniano más alto. Cabe aclarar que Hünicken, en el perfil de las sierra Dorotea, no encontró **Hoplitoplacenticeras plasticum** que Hauthal (1898) y Brandmayr (1945) hallaron en Cerro Cazador. Hünicken (op. cit.) opina que la sección superior caracterizada por la ausencia de amonites y de **Lahillia luisa**, pero con formas nuevas con respecto a las secciones infrayacentes, es maestrichtiana. Además correlaciona faunísticamente la sección media de los Estratos del Cerro Cazador con los Estratos de Policarpo (división inferior de la Serie de Río Claro de Tierra del Fuego) estudiados por Furque y Camacho (1949), con formas comunes como **Kossmaticeras gemmatum** Hupé y afinidad por la presencia de los géneros **Phylloceras** y **Lytoceras**, y nota que las formas restantes de los Estratos del Cerro Cazador representan una mezcla de elementos de los Estratos de Policarpo, Leticia y Río Bueno, pero que mientras que en cerro Cazador y sierra Dorotea la **Lahillia luisa** desaparece en el horizonte con **Kossmaticeras**, en Tierra del Fuego perdura hasta las capas marinas más altas del Daniano (Estratos de Río Bueno).

Según Leanza (1963, 1967b) de acuerdo con los amonites, la Formación Cerro Cazador es campaniana-maestrichtiana, con **Hoplitoplacenticeras plasticum** del Campaniano superior sin discusión. Riccardi y Roller (1980) le asignan la misma edad.

En cuanto a la microfauna, Herm (1966) menciona abundantes **Haplophragmoides** y **Trochamminoides** en asociaciones de baja diversidad y en una posición estratigráficamente superior al nivel "f" de Hauthal. Masiuk (1971), en muestras de afloramiento del perfil río Vizcachas, halló entre otros a **Bulimina kickapoensis**, y **Buliminella** sp. cf. **B. cushmani** en asociación con **Haplophragmoides**, **Florilus**, **Epistominella** y **Allomorphina**, asignando al conjunto una edad cretácica tardía. Malumián y Náñez (1990) reconocen e ilustran un conjunto de baja diversidad y regular conservación con **Cribrostomides?** sp. 1506 y **Trochammina wetteri** Stelck y Wall y foraminíferos calcáreos escasos y mal conservados, ambos en cerro Cazador.

#### FORMACION CERRO DOROTEA

La denominación original Estratos del Cerro Dorotea fue propuesta por Feruglio (1949) para la sección superior de las Areniscas Verdes o Estratos con **Ostrea rionegrensis** distinguidos por Brandmayr (1945) en la ladera noroccidental de la sierra Dorotea. Según Hünicken (1955), afloran en forma típica en el faldeo noroccidental de la sierra Dorotea-zona San José con 550m de espesor, en Cancha Carrera con aproximadamente 540m, en los cortes del río Guillermo próximos al límite con Chile y aún en territorio chileno donde los depósitos conforman una facies diferente que completa el perfil. Según Riccardi y Rolleri (1980) se extiende de sur a norte en la sierra Dorotea, Río Turbio, Cancha Carrera, cerro Cazador y en territorio chileno en cerro Guido y sierra Contreras. Russo et al. (1980), opinan que también está expuesta más al norte en el borde sur de la meseta de las Vizcachas y en las proximidades de lago Argentino donde constituye lo que Feruglio (op. cit.) llamó Estratos de Calafate.

Con respecto al espesor de esta unidad, ya se ha dicho que Hünicken le adjudica unos 550m donde la secuencia está compuesta por terrenos continentales y marinos; en cambio Feruglio (en Fossa Mancini et al., 1938) le asigna unos 300m, Brandmayr (1945) unos 300 a 350m, Di Benedetto (1972) en el perfil de río Guillermo considera que la formación tiene unos 300m contra los 540m de Hünicken (1955).

Debe aclararse que la denominación Formación Dorotea de Cecioni (in Hoffstetter et al., 1957) o Grupo Sierra Dorotea de Borrello (1956) no involucran a la misma secuencia que actualmente se incluye bajo el nombre de Formación Cerro Dorotea, ya que la primera comprende a los Estratos de Monte Grande, Estratos del Cerro Cazador y Estratos del Cerro Dorotea debido a que Cecioni consideraba que era imposible una distinción litológica de estos estratos, y en cuanto a la nomenclatura Grupo Sierra Dorotea involucra a los Estratos del Cerro Dorotea y Estratos del Río Turbio.

#### Litología

Según Feruglio (1949) los Estratos del Cerro Dorotea están compuestos por areniscas verdosas, gris verdosas y parduscas, con lentes de conglomerados, en bancos gruesos que forman crestones, a veces con manchas ocráceas o rojas y fósiles en varios niveles,

frecuentemente mal conservados.

Un estudio más detallado es el de Hünicken (1955) quien describió los depósitos de sus Estratos del Cerro Dorotea en dos perfiles. El perfil tipo en la sierra Dorotea presenta dos secciones. La sección inferior de unos 290m de espesor, compuesta por tres complejos: el primer complejo es terrestre (70m de espesor) formado por arcillas en parte carbonosas (Complejo Carbonoso Inferior), seguidas de bancos conglomerádicos y areniscas gruesas, con restos de troncos y tallos. Sigue el segundo complejo (50m) formado por depósitos marinos de areniscas finas a arcillosas, pardo verdosas, con intercalaciones de bancos duros verde grisáceos con fósiles marinos (contiene los niveles fosilíferos "l" y "ll"). Continúa el último complejo terrestre de la sección inferior (170m), integrado por areniscas claras pardo amarillentas, que alternan con conglomerados poligénicos, presenta estratificación entrecruzada y restos de troncos silicificados, tallos y hojas mal conservadas. La sección superior de 260m de potencia, se inicia con un complejo marino (70m), de areniscas pardo verdosas con niveles conglomerádicos y contiene el nivel fosilífero "m". Luego continúa un complejo terrestre (30m de espesor), de arcillas en parte carbonosas (Complejo Carbonoso Superior), con restos de plantas carbonizadas. Por último la sección superior culmina con un complejo marino (160m de espesor), integrado por areniscas gris verdosas a pardo amarillentas con intercalaciones de bancos de areniscas calcáreas muy duras, con abundantes restos de moluscos. Contiene los niveles fosilíferos "n", "m", "o", "p", "q2", "q1" y "q".

El otro perfil estudiado por Hünicken (op. cit.), corresponde a los afloramientos en Cancha Carrera (río Guillermo) con una facies areniscosa conglomerádica más pronunciada, depósitos costaneros, estuáricos y terrestres. La sección inferior presenta fósiles mal conservados que no permiten hacer una división estratigráfica; Hünicken (1955) correlacionó las ingresiones y regresiones de este perfil con el del cerro Dorotea. La sección superior presenta restos bien conservados de fósiles marinos y plantas, esta sección tiene un complejo marino basal con el nivel fosilífero "c", luego areniscas continentales con impresiones de hojas, seguidas por depósitos costaneros de areniscas y conglomerados con los tres niveles fosilíferos marinos "d", "e" y "f". Por último la sección superior culmina con areniscas terrestres con restos de vegetales carbonizados que según el criterio de Hünicken "deben corresponder a las arcillas con que culminan los estratos en estudio en la sierra Dorotea y a las areniscas gruesas con que comienzan también en sierra Dorotea los Estratos de Río Turbio".

Según el estudio petrográfico de Manassero (1988), las areniscas de la Formación Cerro Dorotea son ricas en fragmentos volcánicos.

### Relaciones estratigráficas

Hünicken (1955), considera que el contacto entre los Estratos del Cerro Cazador y los Estratos del Cerro Dorotea es concordante

a pesar de no ser visible, ya que los rumbos y buzamientos son casi los mismos, y si bien, en los Estratos del Cerro Dorotea aparecen formas fósiles características, continúan muchas de las presentes en los Estratos del Cerro Cazador. Además, la culminación visible de los Estratos del Cerro Cazador son areniscas finas a arcillosas con fósiles marinos y la base aflorante de los Estratos del Cerro Dorotea son arcillas en parte carbonosas lo que indica una transición gradual de sedimentos marinos a terrestres con formación de arcillas carbonosas. Con respecto al límite superior Hünicken (op. cit.), opina que el contacto es transicional y la separación entre los Estratos del Cerro Dorotea y los Estratos de Río Turbio es convencional.

Según Russo et al. (1980), la Formación Cerro Dorotea apoya en discordancia sobre la Formación Cerro Cazador expuesta en la zona cordillerana, e infrayace a la Formación Río Turbio mediante una relación desconocida.

Riccardi y Rolleri (1980), consideran que la Formación Cerro Dorotea pasa transicionalmente hacia abajo a la Formación Cerro Cazador y hacia arriba se dispone, con dudas, en discordancia la Formación Río Turbio.

Nulló et al. (1981a) consideran que tanto el límite inferior como el superior son concordantes y transicionales.

Según Biddle et al. (1986), la Formación Cerro Dorotea junto con su equivalente lateral, la Formación chilena Chorrillo Chico, conforman una cuña sedimentaria con dirección NW-SE que se angosta hacia el SE y pierde espesor hacia el E; los resultados sísmicos obtenidos por estos autores señalan reflexiones paralelas con "onlap" pronunciado en la base de las "Arcillas Fragmentosas" (estas últimas registradas aproximadamente en el área ubicada al sur de la línea que une la desembocadura del río Coyle con el punto ubicado a la longitud de lago Cardiel y la latitud de lago Viedma), y truncamiento erosivo hacia el techo que representa la discordancia del Thanetiano medio o Paleoceno tardío y que también se observa en la subsuperficie de la cuenca de Malvinas.

### Correlaciones

Según Hünicken (1955), ya desde 1906 Wilckens notó la afinidad faunística de esta formación con los pisos Roca y Salamanca, posteriormente Brandmayr (1945) reafirmó la afinidad con el piso Roca al hallar **Ostrea rionegrensis** Ihering en la Formación Cerro Dorotea, y Hünicken (1955) encontró en los Estratos del Cerro Dorotea formas fósiles comunes con los Estratos de Roca, Salamanca y las capas de Lefipán.

Feruglio (1949) considera que los Estratos del Cerro Dorotea ocupan una posición estratigráfica análoga a los de Man Aike al norte del río Santa Cruz y que probablemente corresponden al daniense. Hünicken (1955) apoyó en parte esta idea al expresar que los Estratos de Man Aike de los valles del río Leona y del río Chalia o Shehuen se relacionan con la sección superior de los Estratos del Cerro Dorotea por la presencia de **Bouchardia**

**conspicua** Feruglio y **Panope inferior** Wilckens.

Según Riccardi y Rolleri (1980), equivale en subsuelo al "Senoniano" de los perforadores (cf. Malumián et al., 1971), y en la zona de lago Argentino-lago Viedma es equivalente, aunque con litología algo distinta, de la Formación Man Aike. Russo et al. (1980) creen que las Formaciones Cerro Dorotea y Man Aike son sólo correlacionables en parte; esto se debe a que adoptan para la última formación una edad eocena tardía-oligocena que surge de los estudios micropaleontológicos realizados por Masiuk (1975) en perforaciones realizadas en el este a unos 150km de la zona cordillerana. Riccardi y Rolleri (op. cit.) debaten esta hipótesis aduciendo que aquellos niveles más jóvenes podrían representar un equivalente lateral y facial de la Formación Río Turbio. Posteriormente los estudios microfaunísticos de Malumián (1990b), determinaron que los foraminíferos comprendidos en los sedimentos pelíticos glauconíticos de la Formación Man Aike en la perforación YCF SEC-7 (ubicada al sureste del lago Cardiel) determinan una edad eocena media superior, en tanto que Carrizo et al. (1990) indican que la Formación Río Turbio es eocena media entre las zonas P11 y P14 de Blow (1979) y correlacionable en parte con la Formación Man Aike.

Hünicken (1955) considera que los Estratos de Calafate se paralelizan bastante bien con los de Cerro Dorotea, especialmente la sección inferior con **Lahillia luisea**, **Malletia gracilis**, **Meretrix rothi** y **M. australis**. Según Russo et al. (1980) la Formación Cerro Dorotea sería equivalente a la Formación Calafate por continuidad a través de Chile.

En la región chilena de Tierra del Fuego sería en parte correlacionable con el Germaniano de Natland et al. (1974) (cf. Riccardi y Rolleri, 1980).

Según Biddle et al. (1986), la Formación Cerro Dorotea representa la facies de agua poco profunda de la Formación Chorrillo Chico (del Cretácico más joven según Thomas, 1949; maestrichtiano tardío-paleoceno temprano según estudios micropaleontológicos de Charrier y Lahsen, 1969) en la región chilena de seno Otway y seno Skyring.

#### Ambiente de sedimentación

Hünicken (1955) opina que los Estratos del Cerro Dorotea han perdido el carácter exclusivamente marino de los Estratos del Cerro Cazador para pasar a depósitos marinos litorales, estuáricos y en parte terrestres.

Russo et al. (1980) coinciden con Hünicken en que se trata de un ambiente transicional, con intercalaciones marinas y continentales, verificable por los abundantes fósiles marinos e intercalaciones de niveles carbonosos.

Riccardi y Rolleri (1980) consideran que esta formación presenta una continentalización progresiva, puesta de manifiesto por "las características litológicas, el estado fragmentario de

los fósiles, la presencia de bancos carbonosos o con restos de vegetales y el aumento gradual de la proporción de conglomerados de abajo hacia arriba".

Por su parte, los resultados de ENADIMSA (1987-1988) para el área del yacimiento de Río Turbio, indican ambiente de playa posterior-anterior en la sección inferior hasta playa sumergida y albúfera en la sección superior.

#### Contenido paleontológico y edad

Feruglio (1949) halló fósiles en varios niveles llegando a las siguientes determinaciones: **Magellania** sp. cf. **M. paliqueana** Ihering, **Malletia gracilis** Wilckens, **M. pencana**, **Lahillia gigantea** Feruglio (en 1936-1937 la había descripto como una variedad de **Lahillia luisa** reclasificándola en 1949), **Venus cyprinoides** Wilckens, **Cytherea australis**, **Natica cerreria** Wilckens, **Arrhoges gregaria** Wilckens, **Cominella** (?) **praecursor** y dientes de selacios junto con **Ostrea rionegrensis** Ihering del Rocanense. No reconoció restos de amonites. Opinó que estas capas ocupan una posición estratigráfica análoga a las de los Estratos de Man Aike y les asignó una edad probablemente daniana.

Un listado más completo de la macrofauna en los afloramientos de la sierra Dorotea y del río Guillermo, fue presentada por Hünicken (1955).

Hünicken (1955) considera que la sección superior de los Estratos del Cerro Dorotea, por ser portadora de impresiones fósiles de hojas de fagaceas, puede corresponder al Terciario más inferior (Paleoceno y quizás Eoceno inferior). Explica la presencia de restos de **Ostrea rionegrensis** Ihering y el molde de **Trigonia** sp. que encontró en Cancha Carrera en el complejo marino que suprayace al terrestre con hojas de fagaceas, suponiendo que estas formas perduran hasta el Paleoceno-?Eoceno inferior. Circunscribe al Daniano a la sección inferior, ya que según su opinión, este apoya en concordancia sobre los Estratos del Cerro Cazador cuya sección superior refiere al Maestrichtiano.

Según Cecioni y Groeber (in Hoffstetter et al., 1957) existe un hiato entre las Formaciones Cerro Dorotea y Río Turbio que corresponde por lo menos al Paleoceno.

Riccardi y Roller (1980) opinan que la Formación Cerro Dorotea se distingue por la presencia de un bivalvo muy próximo a **Ostrea rionegrensis** Ihering y la ausencia de amonites; aceptan una edad maestrichtiana-paleocena debido a que está delimitada por la edad maestrichtiana de la unidad infrayacente y "por las relaciones que presentan los diversos organismos hallados, con los de otras regiones".

Leanza (1972) asigna esta unidad al Maestrichtiano destacando la inexistencia de amonites en un ciclo bioestratigráfico donde los cefalópodos forman parte de la paleofauna.

Freile (1972), en su estudio palinológico de la perforación

T-137, en un nivel ubicado entre 720,50-721,75mbbp y constituido por arcillas carbonosas que corresponden a la sección inferior de la Formación Cerro Dorotea, encontró 7 especies cuya mayor concentración de registros es en el Maestrichtiano, 8 en el Paleoceno y 7 en el Eoceno. Nullo et al. (1981a), al referirse a este dato, creen que el perfil general de la sección inferior presentado por Freile, corresponde a la sección inferior de la Formación Río Turbio; pero no es así ya que la programación de dicha perforación se realizó sobre la base de la extrapolación de los estratos aflorantes en el Filo de la Mina (Villa Minera de Río Turbio).

Según Nullo et al. (op. cit.), la base de la Formación Cerro Dorotea tendría una edad campaniana posiblemente media. Debe aclararse que esta datación se basa en que estos autores creen que la base de esta formación se halla sólo a unas decenas de metros por encima de los niveles con **Kossmaticeras (Madrasites) bhavani** Stol. var. **densicostata** Kilian y Réboul de la Formación Cerro Cazador en el cerro Cazador y a unos 180m del nivel con **Maorites densicostatus**, **M. suturalis** y **Grossouvrites gemmatum** (ver Hünicken, 1965) en la sierra Dorotea.

#### FORMACION RIO TURBIO

Durante los años 1936-1937 Brandmayr estudió los afloramientos terciarios de la zona del Alto Río Turbio; estos datos fueron publicados en 1945. Allí el autor distinguió el Magallanense con una sección inferior marina, con fauna variada asociada con horizontes con restos de vegetales y un manto de lignito, y una sección superior terrestre con restos de vegetales. Posteriormente Feruglio (Feruglio en Fossa Mancini et al., 1938, y Feruglio, 1949) denominó Estratos del Río Turbio al Magallanense de Brandmayr con sus dos secciones aflorantes entre el cerro Cazador y el Alto Río Turbio. Cabe destacar que Hünicken (1955) restringió la denominación de Estratos de Río Turbio a la sección inferior marina del Magallanense de Brandmayr, siendo esta la acepción más utilizada actualmente en lugar de la propuesta por Borrello (1956) que llamó Grupo Río Turbio y que en 1969 transfirió a la categoría de Formación Río Turbio, a la sección superior del Magallanense de Brandmayr conocida actualmente como Formación Río Guillermo.

Leanza (1972) llevó a la categoría de formación a los Estratos del Río Turbio sensu Hünicken (1955).

Según Russo et al. (1980), el perfil tipo se encuentra en la sierra Dorotea, y aflora en la región de Cancha Carrera, Sierra Dorotea y Alto Río Turbio.

Según Romero (1977) la Formación Río Turbio tiene un espesor de 600-650m que aumenta hacia el sur; por su parte Hünicken (1955) distingue 545m en la sierra Dorotea, 330m visibles en la estancia La Primavera y 520m en Cancha Carrera.

#### Litología



Según Hünicken (1955) la Formación Río Turbio está compuesta por areniscas verdosas a azuladas, compactas, de grano grueso y laminación entrecruzada, con intercalaciones de conglomerados finos y arcilitas grises y concreciones calcáreas en la parte superior. Presenta además, en la última parte, estratos de tobas y es portadora de los niveles de carbón "Inferior", "Superior", "B", "A" y "Dorotea".

Hünicken (op. cit.) dividió a la Formación Río Turbio en dos secciones, la inferior, que no aflora en su perfil de la estancia la Primavera pero en la sierra Dorotea alcanza una potencia de 290m, está compuesta por conglomerados y areniscas medianas a gruesas, pardo-amarillentas, y tiene niveles con invertibrados fósiles intercalados con otros en los que halló una abundante flora. En la parte superior se intercalan niveles con carbón que conforman el Complejo Carbonífero Inferior con los mantos "Inferior" y "Superior". La sección superior, según Hünicken (op. cit.), en la sierra Dorotea alcanza un espesor de 275m y esta integrada por areniscas de grano fino a grueso, en parte conglomerádicas, de color pardo verdoso, en la que alternan niveles con invertibrados y plantas. Esta sección, aproximadamente por debajo de su parte media, presenta los mantos de carbón "B", "A" y "Dorotea" que conforman el Complejo Carbonífero Superior.

Según Russo et al. (1980), en la Formación Río Turbio se diferencia una parte inferior areno-conglomerádica, y una superior pelítica con algunas intercalaciones de areniscas; los conglomerados son verdosos y grises y los rodados subredondeados de rocas efusivas básicas, tobas, cuarzo y líticos; las areniscas de grano variable son también verdosas y grises, glauconíticas y estratificadas en bancos gruesos; las arcilitas de la parte superior son friables, de colores castaños, grises y negruzcos.

Según el estudio petrográfico de Manassero (1990), las areniscas de la Formación Río Turbio están compuestas por cuarzo mono y policristalino, feldespatos de potasio, plagioclasa, fragmentos volcánicos, metamórficos y sedimentarios, micas, opacos y glauconita; los fragmentos volcánicos tienen fenocristales idiomórficos de plagioclasa, generalmente maclados, de composición andesítica en una base microcristalina, con textura pilotáctica (orientada) o félsica (sin orientación). En opinión de Manassero (op. cit.), el agrupamiento de las muestras en los diagramas composicionales triangulares cuarzo total-feldespatos total-fragmentos líticos totales, cuarzo-feldespatos-fragmentos líticos inestables, cuarzo policristalino-fragmentos volcánicos-fragmentos sedimentarios y cuarzo monocristalino-plagioclasa-feldespatos potásico, testimonian que los sedimentos fueron derivados de un arco magmático que se ubicaba hacia el oeste del área de estudio y se depositaron en una cuenca de retroarco. Manassero (op. cit.) opina que, esta área de sedimentación relativamente estable, marginal a un cinturón orogénico desarrollado durante el Cretácico superior, era una parte de la corteza en el borde del cratón, donde a comienzos del Terciario, se depositaron las facies marinas litorales y continentales de la Formación Río Turbio.

## Relaciones estratigráficas

Brandmayr (1945) no observó señales de una discordancia en el límite inferior. Según Hünicken (1955) este límite es convencional, existiendo una transición gradual entre la Formación Cerro Dorotea y la Formación Río Turbio. Borrello (1956) e Yrigoyen (1969) también creen que el límite inferior es concordante.

En contraposición Steinmann (1883), Feruglio (1949) y Cecioni y Groeber (en Hoffstetter et al., 1957), postulan la existencia de un hiato que según los últimos autores corresponde por lo menos al Paleoceno.

Con respecto al límite superior, Hünicken op. cit., considera que sus Estratos del Río Guillermo de origen continental apoyan sobre la Formación Río Turbio mediante una discordancia erosiva marcada por un conglomerado basal.

## Correlaciones

La Formación Río Turbio correspondería a las "Magallanian Beds" de Ortmann (vease Hatcher, 1900) y a las "Upper Lignite Beds" de Hatcher (1900), a la Formación Magellanienne de Ameghino (1906; véase Hoffstetter et al., 1957), al Magallanense Inferior de Brandmayr (1945) y de Frenguelli (1941), y a la sección inferior marina de los Estratos del Río Turbio de Feruglio (1949). Equivale a parte del Grupo o Formación Sierra Dorotea de Borrello (1956, 1969 respectivamente), al Grupo Río Turbio de Zambrano y Urien (1970), y también a los pisos Brunswckiano a Rosariano (?) de Natland et al. (1974).

Según Riccardi y Rolleri (1980) es factible que como sugirió Hünicken (1955) la parte mas alta de esta formación se correlacione con el Patagoniano de más al norte y de la costa, y que la parte inferior se correlacione con la Formación Río Leona (entre el sur del lago Argentino y el río Shehuen) y con los niveles de subsuelo de las perforaciones ubicadas al sur del lago Cardiel que Russo et al. (1980) atribuyen a la Formación Man Aike. Según Flores (en Russo et al., op. cit.) la Formación Río Turbio debe ser equivalente a la Formación Río Leona. Por otra parte Carrizo et al. (1990) consideran que la Formación Río Turbio es en parte correlacionable con la Formación Man Aike y que la Formación Río Leona la ubicaría en una posición estratigráfica más joven por encima del conglomerado Río Guillermo.

Basándose en la fauna, Riccardi y Rolleri (1980) opinan que es probable que la parte inferior sea equivalente a los Estratos con "**Monophoraster** y **Venericor**" de Camacho (1974). Borrello (1956) y Leanza (1972) creen que esta parte inferior es homóloga al Listense de Borrello ubicado entre el Grupo Chubut y la Formación Patagonia.

La parte alta de la sección inferior de la Formación Río Turbio se correlaciona con la mitad inferior de la Formación Loreto (Loreto marino de Keidel y Hemmer, 1931) de la región de

Magallanes, Chile (Frenguelli, 1941; Feruglio, 1949; Hünicken, 1955 y Hoffstetter et al., 1957); mientras que la parte baja se correlaciona con la Formación Leña Dura (sensu Riccardi y Roller, 1980).

#### Ambiente de sedimentación

Hünicken (1955) opina que en la Formación Río Turbio son características las facies limnolitorales con formación de bancos de carbón, alternando complejos de sedimentos terrestres y marinos costaneros. Según el citado autor, el área de la sierra Dorotea estuvo sometida a un mayor hundimiento, por ello allí es mayor el espesor sedimentario, el número de intercalaciones marinas y de mantos de carbón. Con respecto a la sección inferior (ausente en la zona de la estancia La Primavera), mientras que en la zona de la sierra Dorotea se daban las condiciones propicias para la formación de los mantos de carbón Inferior y Superior del Complejo Carbonoso Inferior, en Cancha Carrera sólo se depositaron facies marinas costaneras. Al examinar la sección superior, Hünicken también prueba que el proceso de hundimiento fue mayor en la sierra Dorotea, decreciendo hacia el norte, ya que en sierra Dorotea están presentes los mantos "B", "A" y "Dorotea", en la estancia La Primavera aparecen los mantos "A" y "Dorotea" y en Cancha Carrera sólo el manto "Dorotea". Por lo tanto las condiciones sólo fueron idénticas en toda la zona, durante la formación del último manto, el que además presenta características de calidad y espesor similar en los tres perfiles.

Según Russo et al. (1980), la Formación Río Turbio representa un ambiente de transición que va de infralitoral a palustre.

Los resultados de ENADIMSA (1987-1988) indican un ambiente de playa posterior-anterior para la sección inferior, playa posterior-playa sumergida y playa anterior para la sección media, y playa anterior para la sección superior.

Según Carrizo et al. (1990), la muy baja diversidad de los microfósiles sugiere ambientes marinos marginales y restringidos.

#### Contenido paleontológico y edad

Hünicken (1955), halló 7 niveles plantíferos que contienen 151 especies de las cuales 141 provienen de 2 de los 3 niveles de la sección inferior. Según el autor, estos niveles muestran una cantidad enorme de especies comunes o afines con la flora del río Pichileufú de Río Negro y de la laguna del Hunco del río Chubut medio consideradas por Berry (1938) y Petersen (1946) de edad oligocena tardía-miocena temprana y posteriormente por Feruglio (1949) y Hünicken (1955) de edad eocena. Frenguelli (1941) y Hünicken (op. cit.) también encontraron en la Formación Río Turbio especies comunes o afines con la flora de Lota y Coronel (Chile Central); mientras que el primer autor considera que la flora de los Estratos de Coronel es sincrónica a la "Fagus Zone" de Dusén o Estratos de Loreto de Keidel y Hemmer (1931) asignándola al Mioceno inferior, Hünicken considera que debe ser referida al Eoceno medio. Con respecto a la flora de los niveles de la sección

superior de la Formación, Hünicken halló cierta afinidad con la "Fagus Zone" de Punta Arenas y le asigna una edad eocena tardía-oligocena media inclusive.

Entre las plantas hay filicíneas, coníferas y dicotiledóneas, representadas entre otros por los géneros **Fagus**, **Nothofagus**, **Quercus**, **Nectandra**, **Phoebe**, **Laurophyllum**, **Cupania**, **Myrcia**, **Sterculia** y **Bignonia**.

Con respecto a la fauna, en la sección inferior se han citado entre otros los siguientes invertebrados: los lamelibranquios **Venericardia?** sp. cf. **V. planicosta** Lamarck, **Crassatella lyelli** (Sowerby), **Cucullaea alta** Sowerby, **Glycymeris cuevensis** Ihering, **Lahillia gigantea** Feruglio, **L. patagonica** Ihering, **Panopea** sp. cf. **P. thomasi** Ihering, **Ostrea dorbigny** Ihering, **Pholadomya pholadoides** Wilckens, **Chione meridionalis** (Sowerby), el gastrópodo **Struthiolarella** sp. y braquiópodos. Para la sección superior fueron citados **Cucullaea alta** Sowerby, **Glycymeris cuevensis** Ihering, **Ostrea dorbigny** Ihering, **O. maxima** Hupé (**O. hatcheri** Ortmann), **Pholamya pholadoides** Wilckens, **Chione argentina** Ihering, **Lahillia gigantea** Feruglio, **L. patagonica** Ihering, **Venericardia** sp., **Solen crucis** Ihering, **Nucula** sp. aff. **N. pervicax** Feruglio, **Chlamys geminata** (Sowerby), **Calyptraea** sp. cf. **C. americana** Ortmann, **Crepidula** sp. ind. y **Bouchardia** sp.

Brandmayr (1945) y Hünicken (1955), notaron el aporte de elementos faunísticos de las formaciones infrayacentes Cerro Cazador y Cerro Dorotea, entre ellos la presencia en la Formación Río Turbio de **Ostrea neuquena capa** Ihering, **Lahillia luisa** Feruglio y **Panopea** sp. cf. **P. thomasi** Ihering.

Hünicken (1955) observó la vinculación de esta fauna con la del Patagoniense, pero indica que la aparición de **Ostrea maxima** Hupé (= **Ostrea hatcheri** Ihering), ubicada en la intercalación marina que está inmediatamente por encima de los sedimentos terrestres con el Complejo Carbonoso Superior, registra el comienzo del Patagoniense, siendo las capas inferiores más antiguas. Análogamente Groeber (en Hoffstetter et al., 1957) denomina a esta parte de la sucesión Río Turbio Superior y Borrello (1956) Grupo Dorotea Superior, y las consideran coetáneas al Patagoniano por la presencia de **O. hatcheri**.

Según Riccardi y Rolleri (1980), la presencia de **Venericardia** en la sección inferior indicaría una edad eocena.

Los estudios palinológicos indican una edad eocena temprana tardía a media temprana para la sección inferior, a eocena media tardía a eocena tardía temprana para la sección superior (Archangelsky, 1968, 1969, 1972; Romero, 1977).

En cuanto a la presencia de microfósiles, Hünicken (1955) halló unos pocos en el complejo marino que yace sobre el Complejo Carbonífero Superior e indicó que se trata de los mismos ostrácodos y **Quinqueoculina** sp. que habían sido hallados anteriormente en la Formación Loreto atravesada en la perforación Espora N°1 (Tierra del Fuego). Recientemente Carrizo et al. (1990) mencionaron en niveles del Miembro superior infrayacentes al

complejo carbonoso superior, a los foraminíferos **Bolivina** sp. cf. **B. taylori** Howe, **Astrononion** n. sp., **Cibicides westi** Howe, **Gyroidinoides** sp., **Kolesnikovella severini** (Cañón y Ernst), **Discorbinella apposita** (Finlay), "**Cibicides**" ex gr. **juliense** Bertels, **Nonionella** sp. aff. **N. deceptrix** Hornibrook, **Glandulina** sp., **Quinqueloculina** sp. aff. **Q. plana** d'Orbigny sensu Dorreen y **Testacarinata inconspicua** (Howe), todos comunes a la Formación Man Aike, y además **Bolivina thompsi** Howe, **Lenticulina** sp., **Anomalinoides** sp., **Polymorphina** sp. y **Elphidium** sp. cf. **E. strattoni** Applin, todos en muestras de afloramientos; y **Boltovskoyella argentinensis** Malumián y Masiuk, **Florilus** sp., **E. sp.** cf. **E. strattoni** y polimorfínidos indeterminados, en muestras del sondeo Adaro-2. También en niveles infrayacentes al complejo carbonoso superior, mencionan el nanoplancton calcáreo **Chiasmolithus modestus** Perch-Nielsen, **Zygrhablithus bijugatus** Deflandre y **Braarudosphaera bigelowi** Gran y Braarud. En testigos del sondeo D-60 suprayacentes al complejo carbonoso superior, Carrizo et al. (op. cit.) hallaron a **E. sp.** cf. **E. strattoni**, **Epistominella** sp., **D. apposita**, **Kolesnikovella** sp., **Florilus** sp., "**C.**" ex gr. **juliense**, **Lagena?** sp. y **Quinqueloculina** spp. En base a estos datos, la edad asignada para los niveles del Miembro superior infrayacentes al complejo carbonoso superior, según expresan Carrizo et al. (1990), es eocena media por el único planctónico **T. inconspicua** (que según Blow, 1979, se encuentra desde la zona P11 a la P14 en ambientes no totalmente tropicales de Europa y Nueva Zelanda), por la presencia de **K. severini** (ampliamente reconocido en el Eoceno de la cuenca Austral e indicada en los pisos Cameroniano y Moritziano de Chile), **E. sp.** cf. **E. strattoni** (también indicado en los pisos Cameroniano y Moritziano y en las Formaciones Ciervos y Leña Dura de Chile), y **B. argentinensis** (registrada como especie guía de la Formación Puerto Nuevo de Chile bajo la denominación de **Patelinella inconspicua** y asociada con **Subbotina angiporoides minima** y **G. index**, o sea que comprende las zonas de **G. index-T. inconspicua**), y por el citado nanoplancton ya que la abundancia de **Ch. modestus** correspondería a la zona P16 de Martini, (1971). Respecto de la edad de los niveles del Miembro superior suprayacentes al complejo carbonoso superior, Carrizo et al. (op. cit.) opinan que sería similar o algo más joven que la otorgada a los niveles infrayacentes.

## 2) Area al norte del Río Santa Cruz

### FORMACION CALAFATE

Feruglio (1949) denominó Estratos de Calafate a las sedimentitas que están expuestas en la Cuenca del Lago Argentino, aproximadamente en el límite de la zona montañosa preandina con las mesetas subandinas, situadas por encima de las arcillas arenosas y areniscas arcillosas con restos de plantas terrestres, huesos de dinosaurios y escasos moluscos de sus Estratos del Chorrillo (nombre con que designa a los términos superiores de la Formación Parí Aike en la región de lago Argentino) y por debajo de los Estratos del Río Leona compuestos por arcillas grises intercaladas con areniscas friables, con intercalaciones carbonosas y fragmentos de madera petrificada.

Según Nullo et al. (1980a), los afloramientos de la Formación Calafate se distribuyen en las márgenes norte y sur de la mitad oriental de lago Argentino y el asomo más septentrional se ubica en la parte sur de la meseta Chica, pocos kilómetros al norte del lago Viedma. Según estos autores, la Formación Calafate no aflora hacia el este donde es reemplazada por la Formación Man Aike.

Con respecto al espesor, según Feruglio (op. cit.) supera los 400m de espesor, Nullo et al. (op.cit.) consideran que en la localidad tipo en las proximidades del lago Argentino, supera los 200m y que la potencia disminuye hacia el norte, y Manassero (1988) indica unos 290m de espesor en la sección tipo aflorante en el sector sur del lago Argentino.

### Litología

Según la descripción original de Feruglio (1949), los Estratos de Calafate se componen de bancos gruesos de areniscas gris verdosas a gris azuladas, amarillentas por meteorización, con lentejones conglomerádicos, e intercalaciones arcillosas y arcilloareniscosas friables.

Arbe y Hetchem (1984b) realizaron observaciones de mayor detalle de las facies inferiores de la Formación Calafate, para la primera y más inferior de estas facies ellos mencionan que se trata de areniscas verde-oliva finas, cuarzolíticas, glauconíticas, subredondeadas, que se presentan en bancos tabulares con laminación ondulante y estratificación ondulante, interlaminadas con limolitas castaño-amarillentas, masivas. Los autores indican que en esta facies hay un espesamiento vertical de las capas areniscosas hasta formar bancos de areniscas medianas, verde oliva, glauconíticas, con estratificación entrecruzada, planar, sigmoidal, cubierta por limolitas y areniscas con microestructuras, desarrollando ciclos de 4m de potencia. Respecto de la segunda facies, Arbe y Hetchem observan que está integrada por areniscas oliva pálido y verde amarillento, finas a medianas, lajosas, lítico-cuarzosas, glauconíticas, normalmente bioturbadas, que conforman cuerpos tabulares, estratocrecientes con entrecruzamientos de hasta 0,40m por set, y que rematan con areniscas gruesas, en parte conglomerádicas con estratificación entrecruzada gigante.

Según el estudio petrográfico de Manassero (1988), las areniscas de la Formación Calafate son ricas en fragmentos volcánicos, los triángulos composicionales cuarzo-feldespatolíticos y cuarzo policristalino-fragmentos volcánicos-fragmentos sedimentarios testimonian que proceden de un arco magmático, el diagrama triangular cuarzo monocristalino-plagioclasa-feldespatopotasio muestra gran dispersión, y tanto los fragmentos volcánicos como el contenido de plagioclasa aumentan de base a techo.

### Relaciones estratigráficas

Según Feruglio (1949) la Formación Calafate apoya en aparente concordancia sobre los Estratos del Chorrillo. En contraposición,

Russo et al. (1980) opinan que entre las Formaciones Chorrillo y Calafate existe una discordancia. Riccardi y Rollieri (1980), a pesar de no referirse en forma particular sobre la Formación Calafate, en un diagrama de paneles que ilustra las relaciones estratigráficas de las formaciones ubicadas entre los 49° y 51° de latitud S, muestra una discordancia erosiva entre las Formaciones Chorrillo y Calafate que continúa más al norte entre las Formaciones Chorrillo y Man Aike. Arbe y Hetchem (1984b) consideran que la Formación Chorrillo es contemporánea a la parte inferior de la Formación Calafate, vale decir que entre ambas existiría una interdigitación y una relación de discordancia.

Con respecto a la relación estratigráfica con la formación suprayacente, Furque (1973) opina que entre la Formación Calafate y la Formación Río Leona hay una discordancia erosiva. Russo et al. (1980) apoyan esta opinión. Además Furque (op. cit.) considera que en el área al norte del lago Argentino, la Formación Man Aike suprayace en relación de concordancia a la Formación Calafate.

### Correlaciones

Según Feruglio (1949) la parte superior de los Estratos de Calafate es paralelizable con los estratos de Man Aike.

Riccardi y Rollieri (1980) consideran que la Formación Man Aike es el equivalente lateral en la zona septentrional de la Formación Calafate.

Según Hünicken (1955), los Estratos de Calafate se paralelizan bastante bien con los Estratos del Cerro Dorotea, en especial con la sección inferior de estos últimos. Nullo et al. (1981a) señalan también esta posible correlación entre las Formaciones Dorotea y Calafate por la presencia de **Lahillia luisa** var. **gigantea** Feruglio en las capas superiores de la Formación Calafate y en los horizontes de la parte media alta de la Formación Cerro Dorotea que afloran en la pared del cañón del arroyo Guillermo.

Russo et al. (1980) opinan que la Formación Calafate es equivalente a la Formación Cerro Dorotea con la cual tiene continuidad a través de Chile, y que sería equivalente a parte de la Formación Man Aike. En cambio, Furque (1973) considera que las Formaciones Calafate y Man Aike son diferenciables y que la Formación Man Aike apoya en concordancia sobre la Formación Calafate y no está representada al sur del lago Argentino.

Manassero (1988) considera que las facies deltaicas, continentales, y marinas de las Formaciones La Anita, Chorrillo y Calafate son reemplazadas por los sedimentos marino proximales de las Formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea, y que la Formación Calafate se correlaciona con la Formación Cerro Dorotea.

### Ambiente de sedimentación

Según Nullo et al. (1981a), en el área del lago Argentino la Formación Calafate marca por un breve lapso el reestablecimiento

de las condiciones marinas interrumpidas por la Formación Chorrillo; en cambio en el sur no hay interrupción de las unidades marinas y durante la deposición de la Formación Calafate solamente hubo fluctuaciones de la línea de costa.

En opinión de Arbe y Hetchem (1984b) en la Formación Calafate se reconocen dos facies (ver litología), la inferior constituye depósitos inter a subtidales bajo un régimen estuárico y la superior, corresponde a depósitos subtidales bajo régimen estuárico y depósitos de canales subtidales en secuencia de progradación de barras estuarinas. En ese mismo informe, los autores no tienen en cuenta la sección superior de la Formación Calafate y consideran que esta es una facies distinta, asociada sensu Riccardi y Rollerí (1980), a la Formación Río Leona.

#### Contenido paleontológico y edad

Según Feruglio (1949), los Estratos de Calafate contienen la característica fauna de *Lahillia luisa*, compuesta casi por dos terceras partes de lamelibranquios y el resto representado casi exclusivamente por gastrópodos y braquiópodos. Feruglio (op. cit.) identificó restos de *Malletia gracilis* Wilckens, *M. puncanoides*, *Trigonia regina* Wilckens, *T. ecplecta*, *T. patagonica* Feruglio, *T. wilckensi* Feruglio, *Lahillia luisa* Wilckens, *L. gigantea* Feruglio (en la parte superior), *Cytherea rothi* Wilckens, *C. australis* Feruglio, *Solecurtus gratus* Wilckens, *Panopea hauthali*, *Pecten* sp. cf. *P. bagualensis*, *Ostrea vulselloides* Wilckens, *O. groberi* Feruglio (en la parte superior), *Exogyra ostracina* Lamarck, *Alectryonia herminii* Feruglio, *Dentalium cazadorianum* Wilckens, *Cominella* (?) *tumida* (Wilckens) y *Cinulia pauper* Wilckens. *Magellania* (?) *elinae-correamoralesi* Feruglio, *Terebratella insignes* Feruglio y *Bouchardia conspicua* Feruglio aparecen en los niveles más altos. Según Feruglio (op. cit.) a esta fauna se asocian briozoos, fragmentos de huesos de dinosaurios y raros dientes de seláceos de edad cretácica superior.

La mayoría de los investigadores coinciden en asignarle a la Formación Calafate una edad maestrichtiana superior-paleocena. En cambio Russo et al. (1980) le asigna una edad daniana-oligocena.

Según Nullo et al. (1981), el estudio palinológico realizado por Sepúlveda (1980, inédito) de muestras procedentes del este de la estancia 25 de Mayo, sobre la margen izquierda del arroyo Calafate, permite asignar a las capas portadoras, una edad terciaria inferior, sin descartar la posibilidad de una edad maestrichtiana.

#### FORMACION MAN AIKE

Como indica Malumián (1990b), no existe acuerdo sobre la autoría y localidad tipo de la Formación Man Aike. Este autor verificó que la primera mención se debe a Piátnitzky (1938) cuando describió las localidades de cerro Moro y la zona oriental de la laguna del Pozo, y el área de la estancia de Man Aike quedó sin descripción.



Feruglio (1949) llamó Estratos de Man Aike a las sedimentitas marinas que afloran en el valle del río Leona ubicado al norte de lago Argentino. Hizo extensiva esta denominación a los depósitos que afloran en el cerro Castillo, alrededores de Pari Aike y entre el río Shehuen y el lago Cardiel.

La Formación Man Aike suprayace a lo que Feruglio (op. cit.) denominó al norte de lago Argentino "Estratos con Dinosaurios" (de carácter francamente continental), Estratos del Chorrillo al sur de lago Argentino, o Estratos de Pari Aike entre la margen sur del río Shehuen y el lago Cardiel. Infrayace a la Formación Río Leona.

Según Russo y Flores (1972) el primero en considerar estas sedimentitas como una unidad independiente fue Roll (1937) quien los llamó Estratos del Cerro Castillo, y según Russo et al. (1980), el perfil tipo está expuesto en el cerro Castillo, situado 50km al este de río Leona.

El espesor de esta formación supera los 110m en cerro Fortaleza (Feruglio, 1949). Según Riccardi y Rolleri (1980), el espesor disminuye de sur a norte, exhibiendo en lago Argentino unos 400-450m, pero debe tenerse en cuenta que estos autores incluyen a la Formación Calafate.

De acuerdo con Russo et al. (op. cit.), en el subsuelo, en el este y centro de la provincia de Santa Cruz se conserva el nombre de Formación Man Aike, ya que las perforaciones atravesaron terrenos petrográficamente similares y de igual posición estratigráfica a los que afloran en el lago Cardiel y Pari Aike.

### Litología

Según Feruglio (1949), se trata de areniscas amarillentas, ocasionalmente con estratificación en parte diagonal, con lentejones conglomerádicos bastante resistentes que suelen formar altas escarpas. Contiene abundantes fósiles (braquiópodos, moluscos, colonias de briozoos y equinodermos).

Riccardi y Rolleri (1980) observaron que las intercalaciones de conglomerados finos a medianos desaparecen hacia el este, y que hacia el sur, en lago Argentino, la formación presenta intercalaciones arcillosas y limolíticas friables.

Russo et al. (1980) agregan a lo expuesto anteriormente que, las areniscas son glauconíticas y que los conglomerados incluyen rodados bien redondeados de rocas porfídicas, cuarcitas y un material silicificado oscuro.

### Relaciones estratigráficas

Feruglio (1949) considera que la Formación Man Aike es concordante con las capas infra y suprayacentes en toda la región ubicada entre los lagos Argentino y Cardiel. En contraposición, otros autores consideran que los contactos son discordantes. Por ejemplo, Di Benedetto (1973, en Riccardi y Rolleri, 1980), basándose en la variación de espesores de la Formación Pari Aike

(infrayacente), en la ausencia de amonites, el cambio litológico y la presencia en la base de la Formación Man Aike de conglomerados de gran madurez textural, opina que hubo un período erosivo previo a la sedimentación de Man Aike, pero no queda claro si incluye dentro de Man Aike a la Formación Calafate. Con referencia al límite superior, Russo y Flores (1972) creen que entre las Formaciones Man Aike y Río Leona existe una discordancia paralela o de bajo ángulo.

Según Russo et al. (1980) la Formación Man Aike apoya discordantemente sobre distintos niveles del Cretácico superior correspondientes a las Formaciones Mata Amarilla, Chorrillo o Cardiel (equivalente de la Formación Pari Aike), infrayace a la Formación Río Leona también mediante discordancia, y en algunos pozos entre estas dos unidades se ubica el Basalto Chaliá.

### Correlaciones

Feruglio (1949) paraleliza la parte superior de los Estratos de Calafate (con fauna de Man Aike) con los Estratos de Man Aike.

Furque (1973), opina que estas dos formaciones son unidades independientes, que Man Aike apoya en concordancia sobre la Formación Calafate y que no está presente al sur del lago Argentino.

Hünicken (1955) relaciona a los Estratos de Man Aike con la sección superior de los Estratos del Cerro Dorotea por la presencia de los fósiles comunes: **Bouchardia conspicua** Feruglio y **Panopaea inferior** (Wilckens). En cuanto a esta correlación Riccardi y Rolleri (1980) y Russo et al. (1980) consideran que hacia el sur la Formación Man Aike equivale a la Formación Cerro Dorotea.

Debido a la hipótesis de Russo et al. (op. cit.), de que la Formación Man Aike comprende sedimentos que van desde el Daniano hasta el Oligoceno cerca de la cordillera y a medida que la distancia a la cordillera aumenta sólo se hallan los términos más nuevos, la parte superior de la Formación Man Aike sería correlacionable, según Russo et al. (op. cit.), con la Formación Río Turbio.

Por otra parte Russo et al. (1980) mantuvieron las denominaciones de Formación Man Aike en el subsuelo del este y centro de la provincia de Santa Cruz y de Formación Campo Bola en el sector oriental entre los ríos Santa Cruz y Coyle.

Carrizo et al. (1990) correlacionan la Formación Man Aike con parte del Miembro superior de la Formación Río Turbio, con varias especies de foraminíferos en común.

### Ambiente de sedimentación

Según Russo et al. (1980), la abundancia de invertebrados fósiles marinos y las características litológicas indica un ambiente infralitoral cercano a la costa. Riccardi y Rolleri

(1980) indican que de sur a norte adquiere un carácter cada vez más estuárico y continental.

Según Russo et al. (1980), el aporte de material provino del Nesocratón del Deseado, ya que a medida que disminuye la distancia al mismo aumentan los espesores.

Según Malumián (1990b) los escasos y pequeños ejemplares de foraminíferos planctónicos indican ambientes con comunicación oceánica restringida, la baja proporción de miliólidos y aglutinados sugieren los ambientes de laguna hiposalina y marjal marino normal en el esquema de Murray (1973), los géneros bentónicos son de ambiente somero y algunos tienen preferencia por los fondos fangosos, la distribución dispar del tamaño de las conchillas y en general la dominancia de ejemplares pequeños sugiere procesos de desplazamiento y transporte, la materia carbonosa y cantidades discretas de piritita sumados a la buena conservación de las conchillas revelan un ambiente reductor.

#### Contenido paleontológico y edad

Según Riccardi y Rolleri (1980), los niveles fosilíferos están mayormente representados en la parte superior de la formación. Estos autores indican que en general posee fragmentos de huesos de dinosaurios (sólo detectados en la parte inferior), dientes de selacios del Cretácico superior identificados como **Scapanorhynchus rhapsiodon** Ag. y **S. (?) subulatus** Ag., y bivalvos, gastrópodos y braquiópodos, entre los que se han citado (Feruglio, 1936-1937, 1944 y 1949): **Malletia gracilis** Wilckens, **Pacitrigonia patagonica** (Feruglio), **Trigonia destefanii** Feruglio, **Lahillia luisa** Wilckens, **L. tetrica** (Feruglio), **Cytherea rothi** Wilckens, **C. australis** Feruglio, **Ostrea groeberi** Feruglio, **Pleurotomaria andina** Feruglio, **Natica cerreria** Wilckens, **Scalaria fallax** Wilckens, **Arrhoges gregaria** Wilckens, **Cinulia pauper** Wilckens, **Terebratella insignis** (Feruglio) y **Bouchardia conspicua** Feruglio.

Sobre la base de las afinidades faunísticas, la edad de la Formación Man Aike es sensu Riccardi y Rolleri (1980), probablemente maestrichtiano-paleocena. Según Russo et al. (1980), los niveles inferiores tienen una edad daniano-paleocena por presentar niveles fosilíferos equivalentes a los de las Formaciones Calafate y Dorotea, pero extienden esta datación hasta el Oligoceno ya que se basan en los estudios micropaleontológicos de Masiuk (1975), quien halló una fauna de edad eocena tardía-oligocena en muestras de perforaciones realizadas al este a 150km o más lejos de la cordillera. Este dato motivó a Russo et al. a creer que a medida que la distancia a la cordillera aumenta sólo se depositaron los términos más jóvenes. Riccardi y Rolleri (1980) debaten esta idea, ya que consideran que estos depósitos más jóvenes podrían ser un equivalente lateral y facial de la Formación Río Turbio.

Malumián et al. (1983) y Riccardi (1987) consideran que Man Aike representa el Cretácico terminal.

Según Malumián (1990b), la edad eocena dada por la microfauna

(con *Kolesnikovella severini*, los planctónicos *Testacarinata inconspicua* (Howe) y *Tenuitella aculeata* (Jenkins) reconocidas en el Eoceno medio a superior de Nueva Zelanda, y la presencia entre otros, de los géneros *Glabratella*, *Cribrorotalia*, *Astrononion*, *Reussella* y *Cushmanina*, desconocidos antes del Eoceno inferior), junto con la correlación con los pozos SC-1 y SC-3 realizada en base al nivel isócrono de granos de cuarzo redondeados y pulidos, permiten asignarle a la Formación Man Aike una edad eocena media-superior (entre las zonas P11 a P14 en la zonación de Blow, 1979).

### 3) Area al sur del Río Santa Cruz y Tierra del Fuego

#### ARCILLAS FRAGMENTOSAS

Esta denominación se atribuye a Criado Roque et al. (1960). Según estos autores en el subsuelo de la provincia de Santa Cruz y de la porción septentrional de Tierra del Fuego, por debajo de las areniscas y lutitas verdes conocidas como "Senoniano", existe una secuencia de lutitas verdes o negras, parcialmente calcáreas, que desde los términos más jóvenes a los más antiguos comprenden, a las Arcillas Fragmentosas, Grupo Superior y Medio de las Capas con *Inoceramus*, Margas Verdes y el Grupo Inferior de las Capas con *Inoceramus*.

Si bien Criado Roque et al. (op. cit.) no indicaron la localidad tipo, Borrello (1976) menciona su distribución en el subsuelo de la parte norte fueguina, entre Bahía San Sebastián y el río Grande.

En el subsuelo de la provincia de Santa Cruz, fueron incluidas por Lombard (1966, en Russo y Flores, 1972 y Russo et al., 1980) en la Formación Palermo Aike.

Malumián y Náñez (1990) proponen como localidad y perfil tipo de las Arcillas Fragmentosas, el tramo 854-740m bajo boca de pozo de la perforación SC-1.

Según Borrello (1976) tienen una potencia de 150m; en cambio Flores et al. (1973), indicaron que en el subsuelo de la Isla Grande de Tierra del Fuego, las Arcillas Fragmentosas comprenden los términos superiores de la Formación Cabeza de León con espesores del orden de los 50m.

#### Litología

Según Borrello (1976) las Arcillas Fragmentosas constituyen un conjunto de sedimentitas arcillosas y lutíticas.

En la perforación SC-1 está compuesta por limoarcilitas montmorilloníticas gris oliva claro, con restos de pirita (Malumián et al., 1971; Malumián y Náñez, 1990).

#### Relaciones estratigráficas

Según Criado Roque et al. (1960) yacen en concordancia sobre depósitos del Grupo Superior de las Capas con Inoceramus, y están cubiertas también en relación de concordancia, por bancos asignados al "Senoniano".

Flores et al. (1973) indican que la Formación Cabeza de León (denominación propuesta para las sedimentitas del Inoceramus superior junto con las Arcillas Fragmentosas), está cubierta en relación de discordancia por el paquete glauconítico conocido por los perforistas como "Senoniano".

Según Riccardi y Rolleri (1980), en el subsuelo de la provincia de Santa Cruz, las Arcillas Fragmentosas se ubican por debajo del "Senoniano" y por encima de la Formación Palermo Aike, mientras que en Tierra del Fuego subyacen a la Formación Policarpo y corresponderían a sedimentitas más antiguas.

Según Malumián y Náñez (1990) las Arcillas Fragmentosas se distinguen de las unidades infra y suprayacentes por la presencia de foraminíferos aglutinados que marcan características faciales netas y definidas, se ubican en relación de discordancia sobre sedimentos de diversas edades, albianos en la perforación SC-1, a santonianos-campanianos en Tierra del Fuego, y se halla cubierta, previa relación de discordancia, por la Formación Campo Bola.

### Correlaciones

Flores et al. (1973), las incluyen en los términos superiores de la Formación Cabeza de León en Tierra del Fuego.

Riccardi y Rolleri (1980) las consideran equivalentes a la Formación Cerro Cazador y a las Formaciones chilenas Balcarce, Rosa, Fuentes, Carrera y Rocallosa, y al piso Riescoiano de Natland et al. (1974).

Según Malumián (1968) y Malumián y Náñez (1990), las sedimentitas del testigo 1999-2005m de la perforación SC-3, corresponden a las Arcillas Fragmentosas; como antecedente Malumián et al. (1971), homologaron el nivel 836m de la perforación SC-1, con **Hoplitoplacenticeras plasticum**, con los niveles de la perforación SC-3 que contienen **Eubaculites?** sp. Por otra parte, sobre la base de la presencia de **H. plasticum**, Malumián et al. (op. cit.) correlacionan los niveles indicados de las perforaciones SC-1 y SC-3 con la parte media de la Formación Cerro Cazador (nivel f de Hauthal aflorante en el cerro Cazador con el citado amonite).

### Ambiente de sedimentación

Según Malumián et al. (1971), en la perforación SC-1, la presencia de restos carbonosos, pirita como reemplazo de material orgánico o relleno de las cámaras de los foraminíferos y la litología, indican condiciones reductoras de baja energía.

### Contenido paleontológico y edad

Criado Roque et al. (1960), opinan que el Inoceramus medio y superior y las Arcillas Fragmentosas tienen una edad cretácica inferior.

Malumián (1968) indica que el tramo 1999-2005mbbp de la perforación SC-3, corresponde a las Arcillas Fragmentosas y tiene una edad campaniana superior-maestrichtiana inferior basada en la microfauna y en el amonite **Eubaculites?** sp.

Flores et al. (1973), incluyen a las Arcillas Fragmentosas en el cuarto tramo de su Formación Cabeza de León, al que asignan una edad campaniana superior-maestrichtiana. Posteriormente Malumián y Masiuk (1976), se refieren a este último tramo indicando que en el se puede reconocer una zona de carácter informal de "foraminíferos arenáceos", y Malumián (1990a) le asigna una edad maestrichtiana.

Malumián y Nández (1990), indican que el tramo 854-740m de la perforación SC-1 es campaniano tardío, edad dada por la presencia en la base de **Hoplitoplacenticeras plasticum** y acotada superiormente por las sedimentitas que proveyeron microfauna maestrichtiana-daniana ("senoniano" de los perforistas). Entre la microfauna hallada reconocen la asociación de **Spiroplectamina-Textularia** sp., junto con **Haplophragmoides walteri** (Grzybowski), **H. sp. cf. H. walteri** (Grzybowski), **Ammobaculites?** sp. cf. **A. texanus** Cushman, **A.?** sp 5224, **A. sp. 1999** y **Ammodiscus tenuissimus** (Gümbel).

#### FORMACION CAMPO BOLA

Con esta denominación Russo y Flores (1972), designaron a las sedimentitas de origen marino que se desarrollan en el subsuelo del sector oriental de la provincia de Santa Cruz entre los ríos Santa Cruz y Coyle. Según los mismos autores el perfil tipo de la formación se encuentra en el pozo SCS.CBx-3 (Campo Bola), donde alcanza un desarrollo aproximado de 200m de espesor (lamentablemente no especificaron las profundidades de techo y base).

Russo et al. (1980), con el objeto de simplificar la nomenclatura estratigráfica del subsuelo fueguino, extendieron la denominación de Formación Campo Bola a las unidades de subsuelo conocidas como Senoniano y Margosa inferior y media. Esta nomenclatura formal fue adoptada por Riggi (1988) en la interpretación litoestratigráfica de varias perforaciones de Tierra del Fuego, aunque aclaró que diferencias definidas justifican la identificación de las unidades informales. Sin embargo, más recientemente Masiuk et al. (1990a,b), proponen una nomenclatura formal específica para el subsuelo de Tierra del Fuego.

Russo y Flores (op. cit.) diferencian dos secciones, una inferior integrada por areniscas glauconíticas y una superior con predominio de arcilitas. La sección inferior se conoció primero

bajo la denominación informal de "Senoniano" (Criado Roque et al., 1960), luego cuando se le reconoció una edad paleocena pasó a denominarse "mal llamado Senoniano" (Yrigoyen, 1962; Di Paola y Spiegelman, 1984).

Con el estudio micropaleontológico de la perforación SC-1 ubicada en las inmediaciones de Puerto Coyle, se alcanzó un mayor conocimiento de esta formación. En primera instancia Malumián et al. (1971) correlacionaron con el "Senoniano" al tramo de la perforación comprendido entre los 702-689m y 686-683m; estos tramos fueron respectivamente asignados al Maestrichtiano (basándose sobre todo en su posición estratigráfica) y al Daniano (por su microfauna). Posteriormente, Malumián y Ramos (1984), incluyeron en la Formación Campo Bola a las sedimentitas de la perforación SC-1 atribuibles al Eoceno medio superior-Eoceno superior bajo, que contiene la asociación de **Boltovskoyella**, excluyendo a los sedimentos danianos y maestrichtianos. Luego volvieron a incluirse las sedimentitas más antiguas; así, Malumián y Náñez (1990) consideran que la sección inferior glauconítica de la Formación Campo Bola se registra en el pozo SC-1 en los tramos del Maestrichtiano, Daniano y Eoceno medio, e incluso descienden el límite inferior hasta los 729-730m donde Malumián et al. (op. cit.) habían destacado la presencia de intercalaciones de grava muy fina.

De acuerdo con Biddle et al. (1986), la Zona Glauconítica que se registra también en la zona chilena de la cuenca Austral, se hace más joven hacia el este por lo que corta líneas de tiempo, y en el sector argentino sólo estarían representadas las partes distales de las unidades derivadas de los Andes.

Como puede verse por los párrafos anteriores, los criterios respecto de esta formación son variados, al tratarse de una unidad definida en subsuelo, con los problemas intrínsecos a la imposibilidad de la observación directa, sus límites, caracteres y variaciones composicionales, texturales, etc., han sido pobremente definidos.

### Litología

La descripción original de Russo y Flores (1972), distingue dos secciones, la inferior compuesta por areniscas glauconíticas grises a blanquecinas, de grano fino a grueso, poco compactas, con abundante cuarzo generalmente bien redondeado y seleccionado, y la superior con predominio de arcilitas grises y parduscas con escasa participación de niveles arenosos.

En la sección inferior glauconítica de la perforación SC-1, según los datos de Malumián et al. (1971) y de Malumián y Náñez (1990), en la base de la formación entre los 729-730mbbp existen intercalaciones conglomerádicas muy delgadas de grava fina; de allí hasta los 657-670m predominan las areniscas y pelitas glauconíticas con participación calcárea y tobácea. Las calizas están representadas en el tramo maestrichtiano a los 709m por un banco micrítico de 0,50m de espesor, y en el tramo eoceno superior entre los 677-670m por calizas bioquímicas altamente fosilíferas.

Las manifestaciones piroclásticas caracterizan el tramo daniano. Otra característica textural importante, señalada por los autores citados, es que las areniscas del tramo eoceno, de grano mediano a grueso, presentan formas redondeadas a subredondeadas y de superficies pulidas. La parte superior de la formación registrada en el tramo 642-590m del pozo SC-1, con los niveles de *Asterigerina* sp. nov. (= *Boltovskoyella patagonica*), está constituida por areniscas principalmente feldespáticas, con arcillas limosas, limos arcillosos muy subordinados y escasa glauconita. Por encima de los 590m y hasta los 441m aumenta la frecuencia de las intercalaciones conglomerádicas con componentes tamaño guija gruesa, asociados a areniscas líticas finas a gruesas y limos arcillosos subordinados con escasa glauconita.

### Relaciones estratigráficas

Russo y Flores (1972) consideraron a la Formación Campo Bola como un equivalente lateral de la Formación Mata Amarilla.

Russo et al. (1980) creen que es equivalente a la Formación Man Aike ya que según explican, la Formación Campo Bola posee una microfauna similar a la de las perforaciones situadas al norte del río Santa Cruz y pueden correlacionarse por perfiles eléctricos. En consecuencia opinan que la Formación Campo Bola suprayace a la Formación Palermo Aike e infrayace a la Formación Río Leona; además reconocen que la relación en ambos límites es discordante.

Según Ramos y Malumián (1984), la Formación Campo Bola en la perforación SC-1 apoya mediante una discordancia sobre las sedimentitas danianas y es cubierta también en discordancia por la Formación Río Leona.

Posteriormente Malumián y Nández (1990) al incluir en la Formación Campo Bola a las sedimentitas maestrichtianas y danianas, ubican a esta Formación sobre las Arcillas Fragmentosas; en el mismo trabajo indican la presencia de tres discordancias manifestadas por los estudios micropaleontológicos que dieron como resultado 4 asociaciones foraminiferológicas de edades maestrichtiana, daniana, eocena y eocena tardía-oligocena temprana.

### Correlaciones

Russo y Flores (1972) consideraron que la Formación Campo Bola podría ser equivalente al *Inoceramus* medio y/o superior de Tierra del Fuego.

Russo et al. (1980) opinaron que la sección inferior glauconítica correspondería al "mal llamado Senoniano" y la superior a la Margosa inferior y media de Tierra del Fuego.

Malumián y Ramos (1984) la correlacionan con la Formación La Despedida de Tierra del Fuego.

Según Malumián et al. (1971), consideran que el tramo 702-687m (maestrichtiano) de la perforación SC-1 con *Bolivina*



**incrassata** Reuss podría ser equivalente por lo menos en parte a la Formación Rocallosa de la provincia chilena de Magallanes.

Según Malumián y Náñez (1990) la sección inferior glauconítica, que en el pozo SC-1 está representada por sedimentitas de edad maestrichtiana a eocena media, equivale a la Zona Glauconítica que comprende a los pisos chilenos Riescoiano y Germaniano de Natland et al. (1974); mientras que la sección superior está representada en el mismo pozo, por las sedimentitas que contienen la asociación de **Boltovskoyella**. Además, según Malumián et al. (1971), el intervalo 702-683m de la perforación SC-1 que comprende al Maestrichtiano-Daniano es equiparable estratigráficamente a la sección 1859-1760m de la perforación SC-3. Estos autores también indicaron que aunque micropaleontológicamente la sección daniana no tiene un equivalente en la parte oeste de la cuenca, si la Formación Chorrillo Chico de Chile, de apariencia tobácea y edad maestrichtiana tardía-paleocena temprana (según Charrier y Lahsen, 1969) tiene realmente un contenido piroclástico, podría ser correlacionable con las arcilitas tobáceas danianas de la perforación SC-1. También correlacionaron las sedimentitas del Eoceno medio de la perforación SC-1 (o sea la sección superior de la Formación Campo Bola) con las del tramo 1456-1530m de la perforación SC-3.

Según Riggi (1988) las areniscas glauconíticas con granos de cuarzo redondeado del tramo 670-677m de la perforación SC-1, pueden correlacionarse con las del tramo 1065-1120m del pozo SCS.CB.1 y con el tramo eoceno que comienza a los 789m de la perforación SC-2 de las inmediaciones de cabo Buen Tiempo.

La Formación Campo Bola sería equivalente a la Formación Man Aike reconocida desde lago Argentino a lago Cardiel e integrada por areniscas glauconíticas en parte conglomerádicas (Russo et al., 1980) y podría correlacionarse con la Formación Cerro Dorotea.

#### Ambiente de sedimentación

Russo y Flores (1972) consideran que corresponde a un ambiente nerítico.

Según Malumián et al. (1971), en la perforación SC-1, la presencia de glauconita en la sección inferior indicaría la baja velocidad de sedimentación del medio, vinculada a transgresiones marinas o tranquilidad tectónica que conduce generalmente al desarrollo de discordancias; y en el tramo maestrichtiano a eoceno, la presencia de abundantes partículas carbonosas y pirita indican condiciones reductoras. Los autores indican que la asociación daniana del tramo 682-686m corresponde a un ambiente marino muy somero, y que la asociación de **Boltovskoyella** testimonia un ambiente marginal o de plataforma interna (Malumián et al., 1971; Malumián y Masiuk, 1973; Malumián, 1978, 1982b).

Malumián y Náñez (1990) opinan que la ausencia o escasez de foraminíferos planctónicos según los tramos, sugiere en principio un ambiente de plataforma interna.

## Contenido paleontológico y edad

Russo y Flores (1972), al interpretar esta Formación como una variación lateral de la Formación Mata Amarilla, le otorgaron una edad coniaciana o similar. Malumián y Báez (1976) consideraron que sería terciaria.

Según Russo et al. (1980), existen estudios que demuestran la similitud microfaunística de las Formaciones Campo Bola y Man Aike de las perforaciones del Norte del río Santa Cruz, y basándose en estudios de Masiuk (1975), aceptan una edad eocena tardía-oligocena temprana (ver F. Man Aike).

Malumián y Ramos (1984) consideraron que la Formación Campo Bola se restringía al Eoceno medio superior-Eoceno superior bajo y contiene la asociación de **Boltovskoyella**.

Por último Malumián y Nández (1990), al incluir dentro de la Formación a los sedimentos danianos y maestrichtianos, indican que en la perforación SC-1 a partir de las intercalaciones conglomerádicas de los 720-740m se registran cuatro niveles con foraminíferos calcáreos y aglutinados alternantes. El primero con **Haplophragmoides** sp. muy escaso a los 723,30m. El segundo nivel con **Anomalinoides** sp. cf. **A. piripaua** (Finlay) y **Gyroidinoides** sp. a los 708,80-709,20m. El tercero con **Cribrostomoides** ex gr. **H. rugosus** Cushman (componiendo más del 62% de los ejemplares), **Trochammina** ex gr. **wetteri** Stelck y Wall (13%) y otros aglutinados, particularmente en el testigo del nivel 701m. El cuarto y último nivel, de foraminíferos calcáreos, contiene: **Bolivina incrassata** (Reuss) en el nivel 687m de edad maestrichtiana; **Nonionella** y nodosariáceos como los más abundantes en una asociación daniana con otros foraminíferos calcáreos de ambiente muy somero en el tramo 682-686m; **Cibicides pseudoconvexus** Parr y **Anomalinoides** sp. aff. **A. orbicularis** (Stache) como los bentónicos más abundantes, acompañados por **Truncorotaloides collactea** (Finlay), **Subbotina linaperta** (Finlay) y **Globigerinapsis index** (Finlay), en el tramo 676-660m de edad eocena media-tardía; y por último la asociación de **Boltovskoyella** de edad eocena tardía-oligocena temprana a los 642-583m.

## FORMACION CABEZA DE LEON

Flores et al. (1973) propusieron esta denominación para suplantar los términos informales "Inoceramus superior" y "Arcillas Fragmentosas". Estos autores indicaron que la sección y localidad tipo corresponde al tramo 1307-1612m bajo boca de pozo del sondeo YPF.TF.CL.e-4 (Cabeza de León) situado en el sector meridional de la isla de Tierra del Fuego, y agregaron que la formación también fue atravesada en las perforaciones de YPF Pampa Rincón x-2 (en el sector norte de la isla), Cabeza de León e-4 (a aproximadamente 2km al norte de la localidad tipo) y en Nueva Argentina x-1 (5km al SSE de Río Grande), y que los espesores varían entre 196 y 346m.

## Litología

Según la descripción de Flores et al. (1973), la unidad está compuesta por una litología pelítica y se diferencia de la unidad infrayacente (Formación Arroyo Alfa) por la incorporación de limo, partículas carbonáticas muy finas y material arenoso muy fino en proporciones poco significativas que dan origen a arcilitas limosas, limolitas arcillosas y micritas arcillosas muy subordinadas. De acuerdo con estos autores, en las perforaciones Pampa Rincón x-2 y Cabeza de León e-4, la unidad puede dividirse en dos secciones, la inferior constituida por arcilitas limosas y limolitas arcillosas de color gris moderado, y la superior representada por arcilitas limosas gris oliva claro. En el sondeo Cabeza de León e-4, la parte superior de la sección inferior contiene intercalaciones de micritas limosas, y la sección superior presenta un tramo ligeramente micrítico y otro con glauconita muy fina, subangulosa a subredondeada, semibrillante y de coloración verdosa pálida a moderada. En cambio, en la perforación Nueva Argentina x-1, existen niveles castaños, verdosos o rojo púrpura grisáceos por la inclusión de materiales cloríticos y hematíticos, y un nivel con glauconita; la distribución de arcilitas limosas y limolitas arcillosas, eventualmente micríticas es homogénea y por consiguiente Flores et al. (op. cit.) no realizaron una separación en secciones.

## Relaciones estratigráficas

Según Flores et al. (1973), la Formación Cabeza de León suprayace a la Formación Arroyo Alfa en relación de suave discordancia angular y es cubierta en discordancia por el paquete glauconítico conocido por los perforistas como "Senoniano".

Russo et al. (1980) aclararon que infrayace previo hiato a una secuencia equivalente a la Formación Campo Bola de la provincia de Santa Cruz, que se inicia con el "mal llamado Senoniano" por su edad paleocena.

## Correlaciones

Flores et al. (1973), mencionan que según Borrello (1969) podría vincularse con el Grupo Río Claro, y la correlacionan con la parte superior de las "Lutitas gris verdosas" de Chile. Indican también, la coincidencia de su base y techo con los horizontes guía eléctricos I-10 y G-7 de ENAP, y que probablemente abarca a parte de las "Lutitas arenosas" de González y col. (1965) y a la Formación Río García, todos de Chile.

Posteriormente Malumián y Masiuk (1976), al ilustrar la microfauna, la correlacionan con los pisos Laziano y Riescoiano de Natland et al. (1974).

## Ambiente de sedimentación

Según los datos paleontológicos de Malumián y Masiuk (en Flores et al., 1973), la presencia de foraminíferos planctónicos carenados en la parte inferior de la formación indicaría un breve

atemperamiento de las aguas con respecto a la unidad infrayacente con fauna de agua fría, luego sobrevendría una depofundización aparentemente más brusca en el sur, y por último una corta profundización y aguas más frías también más evidentes en el sur. Según estos autores, en el sector más austral los valores porcentuales de foraminíferos planctónicos indican profundidades mayores a las de plataforma continental, y la parte superior de la formación con predominio de foraminíferos aglutinados indica un ambiente somero de baja salinidad y/o turbidez.

#### Edad y contenido paleontológico

Flores et al. (1973) dividieron a la Formación Cabeza de León en cuatro tramos diferenciados por sus foraminíferos y los asignan al Cenomaniano probablemente superior, Turoniano-Coniaciano, Santoniano-Campaniano y Campaniano?-Maestrichtiano inferior.

Posteriormente, Malumián y Masiuk (1976) diferenciaron cuatro zonas de foraminíferos bentónicos prácticamente equivalentes a los tramos de Flores et al. (1973), pero modificaron las asignaciones de edades de la siguiente forma: Turoniano para la zona de **Psedospiroplectinata** ona, probable Santoniano-Campaniano para la zona de **Notoplanulina rakauoana**, probable Campaniano-Maestrichtiano para la zona de **Gaudryina healyi** y Maestrichtiana para la zona informal de "foraminíferos arenáceos".

Por último, al establecer una zonación basada en foraminíferos planctónicos Malumián y Masiuk (1978) volvieron a modificar las asignaciones de edades. Así, la zona más antigua dentro de la Formación Cabeza de León es la Zona III, turoniana, definida inferiormente por la aparición de **Heterohelix reussi** y superiormente por la última desaparición local de **Whiteinella** sp. La Zona IV, coniaciana, está caracterizada por la presencia de **Archeoglobigerina wenzeli** (Cañón y Ernst), tiene su límite superior en la última desaparición local de **Globotruncana coronata** Bolli y coincide con la parte inferior de la Zona de **Notoplanulina rakauoana**. La Zona V, del Santoniano, presenta su límite superior algo indefinido y dado por la última desaparición local de ejemplares típicos de **Whiteinella baltica** Douglas y Rankin y coincide con parte de la Zona de **Notoplanulina rakauoana** y con la parte inferior de la Zona de **Gaudryina healyi**. Por último la Zona VI, maestrichtiana, finaliza con la distribución de los foraminíferos planctónicos y coincide con parte de la Zona de **Gaudryina healyi**.

#### FORMACION RIO CLARO

De Ferrariis (en Fossa Manccini et al., 1938) denominó Estratos del Río Claro a las sedimentitas que asoman a lo largo del río Claro y en la pendiente septentrional de la sierra de Beauvoir. Según De Ferrariis (op. cit.) y Feruglio (1949), corresponden o forman parte del "Flus" de Krank (1932).

Camacho (1948) utilizó la denominación Serie de Río Claro para las areniscas y conglomerados que afloran en los acantilados

del Lago Fagnano o Cami sobre las grauvacas de la Formación Beauvoir.

En general, la pobre definición de esta Formación y la discontinuidad de los afloramientos, sumados al hecho de que Furque y Camacho (1949) incluyeron dentro de la Serie de Río Claro a los Estratos de Policarpo, Leticia y Río Bueno que quedan expuestos en los acantilados de la costa atlántica, dieron como resultado un panorama estratigráfico confuso y contradictorio. Posteriormente Camacho (1967) al utilizar la denominación Formación Río Claro para las sedimentitas que afloran al norte del lago Fagnano formando algunas barrancas sobre la costa NE a partir del río Claro, en la sierra de Irigoyen y en el río Láinez, volvió al concepto original de la formación. O sea que Camacho (1967), excluyó a los Estratos de Policarpo, Leticia y Río Bueno, y además aclaró que se desconoce la verdadera vinculación entre la Formación Río Claro y la Formación Río Bueno sobre la costa atlántica.

Entre los afloramientos de la Formación Río Claro, Camacho (1967), mencionó a los de La Aurelia "con abundantes foraminíferos que podrían llegar hasta el Eoceno". Con referencia a estos afloramientos, Codignoto y Malumián (1981) señalaron que Camacho (1967) no diferencia claramente a la Formación La Aurelia de su Formación Río Claro, y consideran que en parte estas dos formaciones son sinónimas de la Formación La Despedida (Capas de La Despedida, Doello Jurado, 1922) de edad eocena media por su microfauna.

Respecto del área de distribución de la Formación Río Claro, además de los sectores definidos por De Ferrariis (op. cit.), Camacho (1967) extendió la zona hasta la cercanía del litoral atlántico y con respecto al límite septentrional indicó que pasaría aproximadamente por las estancias Los Cerros, La Esperanza y La Laura. Por su parte Buatois (1987, m.s.), expresó que comprobó la presencia de esta formación en las cercanías de la desembocadura del río Turbio en el extremo oriental del lago Fagnano (afloramiento que ya había sido reconocido por Caminos et al., 1981) y citó otros afloramientos en las estancias Arroyito, La Indiana, Ushuaia, Rivadavia y Los Cerros, y en los cerros Kashem y Shenolsh.

### Litología

Según la descripción de De Ferrariis (op. cit.), se compone de areniscas muy finas, arcillas y margas de color gris oscuro, con capas de calizas.

Según Camacho (1967) la Formación Río Claro está constituida por areniscas amarillentas y verdosas, que pasan en su parte superior a un conglomerado con rodados de tamaño mediano.

### Relaciones estratigráficas

Según Camacho (1967) se desconoce la vinculación entre la Formación Río Claro y la Formación Río Bueno de la costa

atlántica.

Aunque Camacho (1967) no se refiere explícitamente al tipo de contacto entre la base de la Formación Río Claro y los estratos infrayacentes, sí lo hizo con respecto al contacto fuertemente discordante entre las Formaciones Río Bueno (Paleoceno) y los "Estratos de Leticia" (Maestrichtiano) de la costa atlántica. Camacho (1967) tampoco se refiere en forma directa al contacto del techo de la Formación Río Claro, pero expresó que sobre los estratos paleocenos-eocenos se apoyan discordantemente los estratos del Magallanense.

### Correlaciones

Carrizo et al. (1990) correlacionan dentro del ámbito de Tierra del Fuego a la Formación Río Claro con el "Senoniano" de subsuelo, y fuera de la isla con la parte superior de la Formación Cerro Dorotea de la cuenca carbonífera de Río Turbio. Según los citados autores, las tres secuencias tienen una edad paleocena tardía.

### Ambiente de sedimentación

Según Buatois (1987, m.s.) los depósitos arenosos de la Formación Río Claro, corresponden a un mar somero que invadió la región al norte del lago Fagnano. Buatois (op. cit.) interpreta que los depósitos más gruesos y las coquinas del sector oriental, específicamente las del río Turbio con valvas desarticuladas, se habrían depositado a raíz de episodios de tormentas en un ambiente litoral a sublitoral. Buatois, también indicó que los depósitos gruesos están ausentes hacia el sector occidental y que también la bioturbación señala una ligera profundización y disminución de energía hacia el oeste, donde los depósitos corresponderían a un ambiente de plataforma arenosa (trazas verticales, Skolithos, son predominantes en el sector oriental mientras que en el occidental se registran escasas trazas horizontales o Paleophycos).

### Edad y contenido paleontológico

Entre las localidades fosilíferas citadas por Camacho (1967) están el cerro Khasem (con escasos fragmentos de bivalvos mal conservados), el cerro Aapen (en cuya cumbre Camacho halló un conglomerado con restos de **Turritella**) y la costa del lago Yehuín (con restos de plantas mal conservados). Tanto De Ferrariis (en Fossa Manccini et al., 1938) como Camacho (1967) no hallaron fósiles en la sierra de Beauvoir.

Respecto de los afloramientos con abundantes foraminíferos de La Aurelia incluidos por Camacho (op. cit.) en la Formación Río Claro, Codignotto y Malumián señalaron que Camacho no diferenció a la Formación La Aurelia de Río Claro, y consideraron que en parte ambas formaciones son sinónimas de La Despedida, de edad eocena media por su microfauna.

Camacho (1967) considera para la Formación Río Claro una posible edad paleocena-eocena.

Según Buatois (1987, m.s.), entre los fósiles recolectados en la estancia Arroyo, Schizaster parece confirmar la edad paleocena. Buatois además observó que, los bivalvos presentan similitud con formas del Terciario inferior de Patagonia, la presencia entre los gastrópodos Antarctodarwinella (género bien representado en el Terciario inferior de Antártida y Patagonia), y que el gran tamaño de Lahillia parece ser una característica de las formas terciarias en contraposición a las menores dimensiones de las formas cretácicas.

Carrizo et al. (1990), le asignan una edad paleocena tardía.

### FORMACION RIO BUENO

La denominación Estratos de Río Bueno fue empleada por primera vez por Petersen (1949) para las sedimentitas que afloran en la cuenca del río homónimo.

Furque y Camacho (1949), incluyeron a los Estratos de Río Bueno como los términos superiores de su Serie del Río Claro (integrada por los Estratos de Policarpo, Estratos de Leticia y Estratos de Río Bueno). Según Furque y Camacho (op. cit.), esta unidad aflora en el litoral atlántico desde el cabo Leticia hasta la Caleta Falsa de Policarpo.

### Litología

Furque y Camacho (1967) indicaron que los Estratos de Río Bueno están constituidos por una alternancia de bancos arenáceos y calcáreos fosilíferos.

Según la recopilación bibliográfica de Caminos (1980), la Formación Río Bueno está formada por bancos carbonáticos de 0,50m a 2m de espesor, fosilíferos, de color blanco amarillento, que se asocian con areniscas a veces arcillosas, gris azuladas, o con coquinas de pelecípodos.

### Relaciones estratigráficas

Según Furque y Camacho los estratos de Río Bueno suprayacen en discordancia a los estratos de Leticia.

### Correlaciones

Según Yrigoyen (1962) la Formación Río Bueno sería equivalente a la Formación Chorrillo Chico, que aflora en Chile.

### Edad y contenido paleontológico

Según Furque y Camacho (1949) contiene **Parasmillia anderssoni** Félix, **Cyathocidaris patera** Lambert, **Magellania humidis** Camacho, **Bouchardia exigua** Camacho, **B. patagonica** Ihering, **Terebratella dubiosa** Camacho, **T. peterseni** Camacho, **Nucula truncata** Camacho, **Cucullaea grahamensis** Wilckens, **Inoceramus** sp., **Ancellina** sp.,

**Lahillia** sp., **Pitaria julianum** Ihering, **Meretrix rothi** Wilckens, **Dentalium cazadorianum** Wilckens, **Polynices cerreria** (Wilckens), **Turritella malaspina** Ihering, **Austrosphaera glabra** Camacho, **Austrocominella praecursor** (Wilckens) y **Pyropsis gracilis** Wilckens.

La edad asignada por Furque y Camacho (1949) y reiterada por Camacho (1967) es daniana y provisoriamente su fauna es comparable con la de **Lahillia luisa** Wilckens.

#### FORMACION ARROYO CANDELARIA

En base a estudios previos de Flores et al. (1973) de los sondeos YPF.TF.PRx-2 (Pampa Rincón), YPF.TF.CLe-4 (Cabeza de León) e YPF.TF.NAx-1 (Nueva Argentina), y a los nuevos estudios de los sondeos YPF.TF.LVx-1 (Las Violetas), YPF.TF.Ux-2 (Uribe), YPF.TF.ACAX-1 (Arroyo Candelaria) e YPF.TF.ADx-1 (Anticlinal La Despedida), Masiuk et al. (1990) proponen una nomenclatura estratigráfica formal para el subsuelo del Terciario fueguino.

Masiuk et al. (1990), designan con la denominación de Formación Arroyo Candelaria, a las sedimentitas marinas conocidas antiguamente como el "Senoniano" de Tierra del Fuego, y reconocidas por Russo et al. (1980) y Riggi (1988) como la sección inferior de la extensión en Tierra del Fuego de la Formación Campo Bola.

Masiuk et al. (op. cit.), no designaron la localidad tipo de subsuelo, pero indicaron que se extiende en el subsuelo de toda la isla y que los espesores varían desde unos 30-40m hasta unos 216m en el pozo YPF.TF.Cx-1 (Cauchicol), y que en general aumentan hacia el sur y suroeste de la bahía San Sebastián.

#### Litología

Según la descripción de Masiuk et al. (1990) la Formación Arroyo Candelaria está compuesta por areniscas muy finas a finas, muy glauconíticas, eventualmente con piritita a veces muy abundante, de coloración verdosa y están aglutinadas por material arcilloso y carbonático, variando entre tipos muy arcillosos hasta muy subesparíticos a esparíticos con estadios intermedios donde ambos componentes se encuentran presentes en distintas proporciones.

Esta descripción es casi análoga a la presentada por Riggi (1988) en el estudio petrográfico del ex "Senoniano" de Tierra del Fuego en el cual el autor había adoptado la propuesta nomenclatural de Russo et al. (1990) en la que incluía estas sedimentitas en la sección inferior de la Formación Campo Bola.

#### Relaciones estratigráficas

Según Masiuk et al. (1990), dado el cambio de espesor y que no en todos los sondeos se registra microfauna en los niveles inferiores, la Formación Arroyo Candelaria se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Cabeza de León. Respecto



de la relación con la unidad suprayacente (Formación Uribe), Masiuk et al., (op. cit.) opinan que es de concordancia.

### Correlaciones

Según Masiuk et al. (1990) se correlaciona en Chile con la Zona Glauconítica de subsuelo y con la Formación Chorrillo de superficie, ambas asignadas a los pisos Germaniano y Oaziano inferior bajo, y en Argentina se corresponde con el tramo daniano 686-682m de la perforación SC-1 y probablemente con la sección 710-687m asignada al Maestrichtiano.

Carrizo et al. (1990), correlacionan el "Senoniano" del subsuelo fueguino con la Formación Río Claro de superficie y con la parte superior de la Formación Cerro Dorotea.

### Ambiente de sedimentación

Según Masiuk et al. (1990), la sección inferior de la Formación Arroyo Candelaria, que según los sondeos es estéril o presenta microfauna muy escasa carente de foraminíferos planctónicos, y ocasionalmente presenta glauconita, constituyó un ambiente de aguas muy someras; en cambio hacia la parte superior de esta formación, el mayor contenido de glauconita y la litología pelítica denotan un ambiente de plataforma interna marginal con salinidad normal.

Según Masiuk et al. (1990), el cambio eustático del mar en el área, produjo probablemente en el Maestrichtiano superior-Daniano una regresión que depositó el cuerpo arenoso glauconítico, y agregan que en Chile, este efecto está pobremente desarrollado o ausente hacia el oriente, pero bien desarrollado hacia el occidente donde lutitas, limolitas y areniscas con abundante glauconita registran microfaunas de ambiente profundo con **Bolivina incrassata**, **Tritaxia rugulosa** y **Praeglobobulimina kickapoensis**.

### Edad y contenido paleontológico

Según Masiuk et al. (1990), la Formación Arroyo Candelaria es paleocena por su microfauna; según estos autores al no haberse hallado la microfauna planctónica ni bentónica que definen el Daniano clásico de Argentina, se considera preferentemente paleocena tardía. Entre los microfósiles citados por Masiuk et al. (op. cit.) figuran los planctónicos **Globigerina triloculinoides** Plummer, **G. sp. aff. G. triloculinoides**, **G. inaequispira** Subbotina, **G. primitiva** Finlay, **Globorotalia acarinata** (Subbotina), **G. broedermanni** Cushman y Bermúdez, **G. convexa** Subbotina, y los bentónicos **Allomorphina sp. cf. A. paleocenica** Cushman, **Cibicides sp. 511**, **C. sp. 524**, **Dorothia sp. 1228**, **Gavelinella lellingensis** Brotzen, **Nodosarella sp. 8300**, **Tritaxia sp. 2442** y **Vaginulinopsis sp. 7236**.

### FORMACION URIBE

Según la propuesta de Masiuk et al. (1990), la Formación

Uribe corresponde a la antigua "Serie Margosa", o sea que reemplazaría a los términos informales "Margosa inferior", "Glaucónítico B", "Margosa media", "Glaucónítico A" y "Margosa superior". Según estos autores la Formación Uribe tiene su sección tipo en el pozo YPF.TF.Ux-2 (Uribe) entre los 405 y 1900m bajo boca de pozo, fue atravesada en todos los pozos realizados en Tierra del Fuego aunque no en todos los pozos se reconocen las tres secciones ni los miembros incluidos en esta formación, y tiene un aumento de espesores hacia el sur y suroeste variando desde 311m en el sondeo YPF.TF.PRx-2 hasta más de 1900m.

A pesar de la variación litológica de un pozo a otro, Masiuk et al. (1990) diferencian cinco miembros en base al contenido de glauconita, pirita, etc. Estos son de abajo hacia arriba: Miembro Uribe Inferior, Miembro Glaucónítico "B", Miembro Uribe Medio, Miembro Glaucónítico "A" y Miembro Uribe Superior.

En esta revisión de antecedentes, se tiene en cuenta el Miembro Uribe Inferior por su asignación al Paleoceno-Eoceno inferior.

### Litología

Según Masiuk et al. (1990) el Miembro Uribe Inferior se compone principalmente de arcilitas grises a gris verdosas, algo limosas a limo arenosas, ligeramente micríticas, con pirita muy fina y en algunos niveles de aspecto framboidal, y granos pequeños y aislados de glauconita, intercaladas con limolitas arcillosas, areniscas finas limo-arcillosas, algo carbonáticas y con muy raras carbonatitas subesparíticas arcillosas.

### Relaciones estratigráficas

Según Masiuk et al. (1990), el Miembro Uribe Inferior sucede en concordancia a la Formación Arroyo Candelaria, y de acuerdo con los sondeos es sucedido mediante un brusco cambio litológico o un pasaje gradual por el Miembro Glaucónítico "B".

### Correlaciones

Según Masiuk et al. (1990), el Miembro Uribe Inferior se correlaciona en subsuelo con el piso Manzaniano que se corresponde, también en subsuelo, con la sección media inferior del Grupo Bahía Inútil, y en superficie con aproximadamente la mitad superior de la Formación Agua Fresca (todos en Chile).

La Formación Uribe, excepto los Miembros Glaucónítico "A" y Uribe Superior fueron equiparados por Russo et al. (1980) y Riggi (1988) con la Formación Campo Bola del sur de Santa Cruz.

### Ambiente de sedimentación

Según Masiuk et al. (1990), el Miembro Uribe inferior representa un proceso de costa transgresiva y el aumento de diversidad de los planctónicos testimonia la profundización de la cuenca con respecto a la Formación Arroyo Candelaria.

### Edad y contenido paleontológico

Según Masiuk et al. (1990), el Miembro Uribe Inferior es asignable al Paleoceno-Eoceno inferior.

Masiuk et al. (op. cit.) mencionan la presencia de radiolarios, los foraminíferos planctónicos **Globigerina primitiva** (Finlay) (Paleoceno tardío-Eoceno medio), **G. frontosa** Subbotina (Eoceno inferior-Eoceno medio), **G. sp. aff. G. linaperta** Finlay, **G. triloculinoides** Plummer (Paleoceno), **G. sp. aff. G. triloculinoides** Plummer, **G. sp. cf. G. officinalis** Subbotina, **G. sp. cf. G. aquiensis** Loeblich y Tappan, **Globorotalia broedermanni** Cushman y Bermúdez (Eoceno inferior-Eoceno medio), **G. convexa** Subbotina (Eoceno inferior), **G. pseudotopilensis** (Subbotina) (Paleoceno tardío-Eoceno medio), **G. soldadoensis** Bronnimann (Paleoceno tardío-Eoceno inferior) y **G. sp. cf. G. esnaensis** (LeRoy) (Paleoceno-Eoceno inferior), y los bentónicos **Anomalina** sp. cf. **A. aotea** Finlay, **A. chiliana** Todd y Kniker, **Anomalinoides macraglabra** (Finlay), **A. parvulimbilia** (Finlay), **Bathysiphon eocenicus** Cushman y Hanna, **Astacolus** sp. 6247, **Bulimina ovata** d'Orbigny, **B. sp. cf. B. paleocenica** Brotzen, **Chilostomelloides oviformis** (Sherborn y Chapman), **Cibicides haydoni** (Cushman y Schenck), **C. sp. nov., C. sp. 534**, **Cyclamina** sp. 1048, **Elphidium saginatum** (Finlay), **E. sp. aff. E. saginatum** (Finlay), **E. sp. 1835**, **Gavelinella lellingensis** (Brotzen), **Globobulimina** sp. cf. **G. affinis** (d'Orbigny), **Gyroidinoides** sp. cf. **G. zelandicus** (Finlay), **Karrerella** sp. 731, **K. sp. 742**, **Lagena** sp. 1155, **Lenticulina alato-limbata** (Gümbel), **L. sp. cf. L. convergens** (Bornemann), **L. cultrata** (Montfort), **L. sp. 1765**, **L. sp. 1783** y **Pullenia** sp. cf. **P. alazanensis** (Cushman).

La presencia de un hiato entre las secciones inferior y superior fue también sostenida por Yrigoyen (1969) quien asignó a la primera una edad paleocena-eocena y a la segunda una edad miocena inferior.

## 2b. Antecedentes micropaleontológicos

Se exponen los resultados de los estudios micropaleontológicos, publicados hasta la fecha y algunos inéditos, que permitieron caracterizar a las asociaciones de foraminíferos de Cretácico superior-Paleoceno de cuenca Austral, Patagonia Septentrional, cuenca del Golfo San Jorge y cuenca del Colorado.

En particular, si bien los datos micropaleontológicos existentes para el Cretácico superior y Terciario de la cuenca Austral son escasos (sobre todo teniendo en cuenta que las investigaciones se iniciaron en la década del 60), deben destacarse principalmente dos factores que dificultaron su conocimiento: el hecho de que las secuencias marinas son discontinuas y el alto porcentaje de muestras estériles.

Estos antecedentes son fundamentales para el conocimiento de las microfaunas argentinas, y permitieron la definición de asociaciones características de zonas geográficas y en algunos casos de hasta pisos (por ejemplo la asociación del Daniano de carácter cosmopolita). De manera que, asumiendo que como cualquier asociación, las descritas en nuestro país representan unidades integradas por organismos que vivieron juntos, compartieron condiciones ambientales generalizadas, y estuvieron ligados por sus efectos mutuos y por sus respuestas al ambiente que compartieron, es posible (teniendo en cuenta los procesos tafonómicos) compararlas e incluirlas en un marco ambiental y/o oceanográfico de manera de poder arribar a conclusiones paleoecológicas y obtener herramientas que permitan un mayor conocimiento estratigráfico.

### 1) Area argentina de cuenca Austral

#### Asociaciones del Cretácico superior

En los 60m de afloramiento del perfil de Puesto Nideros, incluidos en la Formación Río Guanaco según Nullo et al. (1981b) y en el Miembro superior de la Formación Cerro Toro según Arbe y Hechem, (1984a), cuya microfauna había sido estudiada en parte por Malumián y Proserpio (1979), Malumián y Náñez (1990) nominan la asociación de **Uvigerinamina**, por el género más conspicuo y exclusivo de una asociación de foraminíferos aglutinados entre los que se destacan **Haplopragmoides** sp. A, **Recurvoides walteri** (Grzybowski), **Spiroplectamina** sp. cf. **S. laevis** (Roemer), **Haplopragmoides gigas minor** (Nauss), **Gaudryinopsis** ex gr. **G. tailleuri** Tappan y **Gaudryina pyramidata** (Cushman). Según indican Malumián y Náñez (op. cit.), el perfil se compone de dos tramos fosilíferos separados por uno estéril, y el tramo inferior contiene en su base foraminíferos calcáreos. Según Malumián y Náñez (op. cit.), los aglutinados comprenden especies de extenso registro dentro del Senoniano, pero los calcáreos, especialmente las formas planctónicas indican una edad santoniana-campaniana; además reconocen su distribución dentro de la Zona de **Notoplanulina rakauroana** de la Formación Cabeza de León (ver más

adelante), indicando que el nivel con **Marginotruncana** spp. puede equipararse con la zona IV de foraminíferos planctónicos equivalente a la parte inferior de la Zona de **N. rakauroana**. Malumián y Náñez (1990) confirman la idea de Malumián y Proserpio (1979) referida a que esta fauna se identifica con una facies de tipo flyschoides, y agregan que más de la mitad de las formas reconocidas son idénticas o comparables con las descritas para los Cárpatos, y que según datos disponibles corresponderían a un ambiente de una profundidad mayor a los 200m. Según Malumián y Náñez (1990), en las cercanías de la estancia La Herradura (al sur de Puesto Nideros) se reconoció en una muestra una microfauna compuesta totalmente por foraminíferos aglutinados similar a la del perfil de Puesto Nideros, y en otra muestra distante estratigráficamente sólo un par de metros dentro de la misma litología, se halló la asociación de aglutinados junto con los calcáreos **Notoplanulina rakauroana** (Finlay), **Gavelinella eriksdalensis** Brotzen, **Alabamina australis** Belford, "**Rugoglobigerina**" **pilula** Belford, "**R.**" **bulbosa** Belford y **Marginotruncana** spp.

En niveles amonitíferos del arroyo Centinela (en las proximidades del margen sur del lago Argentino), asignados al Campaniano temprano a medio (Blasco de Nullo et al., 1981) y al Campaniano (Riccardi y Roller, 1984) (incluidos en la parte superior de la Formación Cerro Toro según Riccardi y Roller, 1980, en la parte superior de la Formación Río Guanaco de Nullo et al., 1981a,b, o en la Formación Alta Vista de Arbe y Hechem, 1984a,b), Malumián y Náñez (1990) indican la presencia de foraminíferos aglutinados y escasos calcáreos mal conservados, entre ellos **Ammodiscus siliceus** (Terquem), **Haplophragmoides gigas minor** (Nauss), **H. sp. A**, **Saccamina** sp. cf. **S. lathrami** Tappan, **Gaudryinopsis** ex gr. **G. tailleuri** Tappan, formas tubulares, **Gaudryina healyi** Finlay, **Glomospira corona** (Cushman y Jarvis), **Reophax minutus** Tappan, **Spiroplectammina laevis** (Roemer), **Dorothia crassa** (Marsson), **D. bulleta** (Carsey), **Spiroplectammina** sp. cf. **S. laevis** (Roemer), **Gyroidinoides cretacea** (Carsey), **Stensioina whitei** (Martin), **Allomorphina halli** Jennings y **Ramulina** sp. B de Malumián y Masiuk 1976. Por otra parte Kielbowicz (1983), menciona a **Haplophragmoides** sp., **Bathysiphon** sp. y **Spiroplectammina** sp. para el arroyo El Turbio, y **H. sp.**, **Astacolus** sp., **Gaudryina** cf. **G. healyi** Finlay, **Ammodiscus cretaceus** (Reuss), **Gyroidinoides globosa** var. **orbicella?**, **Dentalina** sp. cf. **D. legumen**, **Miliolinella** sp., **Pseudonodosaria obesa** y **Marginulinopsis** sp. en las barrancas meridionales de la Estancia Alta Vista. Según indican Malumián y Náñez (op. cit.), tanto los foraminíferos calcáreos del arroyo Centinela como los del arroyo El Turbio, presentan similitudes con las especies de la parte superior de la Formación Cabeza de León, en particular con las de la Zona de **Gaudryina healyi** de Malumián y Masiuk, 1976 (ver más adelante), y los foraminíferos aglutinados con excepción de **Dorothia bulleta**, **Ammobaculites** sp. y **Gaudryina healyi** se registran en el Perfil Puesto Nideros, aunque en estos afloramientos no se registran las formas típicas de la asociación de **Uvigerinamina**. Según Arbe y Hechem (1984a) la facies corresponde a un ambiente de plataforma interna; de acuerdo con Malumián y Náñez (op. cit.), la escasez y deficiente conservación de los calcáreos, si no se debe a procesos diagenéticos, sugeriría

un ambiente próximo a la lisoclina.

Malumián (1968) en su estudio micropaleontológico de la perforación SC-3 (poblado La Esperanza, Provincia de Santa Cruz), encuentra en el tramo 1999-2005m correspondiente a las "Arcillas Fragmentosas", una fauna de foraminíferos calcáreos asignable al Campaniano-Maestrichtiano inferior por la presencia de **Heterohelix punctulata** (Cushman) en los mismos niveles en que se halló al amonite **Eubaculites?** sp., acompañado entre otros por bentónicos pequeños como **Pyraminida minima** (Brotzen), **Praebulimina kickapoensis** (Cole), **Allomorphina paleocenica** Cushman, **Pullenia cretacea** Cushman y **Quadrimorphina allomorphinoides** (Reuss), cuya distribución va del Cretácico superior al Paleoceno. La asignación de edades fue modificada en Malumián et al. (1971), allí los autores expresan que, comparando la microfauna de la perforación SC-3 con la descrita para el Maestrichtiano de Patagonia Septentrional existen ciertas diferencias que justificarían "al menos en parte, considerar al nivel 1999-2005m más como Campaniano superior que como Maestrichtiano inferior". Posteriormente, Malumián y Náñez (1990), al revisar material adicional del mismo intervalo de perforación, hallaron a los siguientes foraminíferos aglutinados: **Haplophragmoides** spp., **Trochammina** sp. 2012, H.? sp. 1508, **Reophax texanus** Cushman y Waters, **Kalamopsis?** sp. 2683, **R. recta** (Beissel), **Gaudryina** sp. 1507, etc.

En afloramientos de la Formación Cerro Cazador, en niveles próximos al nivel "f" de Hautal con **Hoplitoplacenticeras plasticum** (Paulcke), Malumián y Náñez (1990) registran un conjunto deficientemente conservado y de baja diversidad, compuesto por **Cribrostomoides?** sp. 1506, **Trochammina wetteri** Stelck y Wall y muy escasos y mal conservados foraminíferos calcáreos.

Malumián et al. (1971), al encarar el estudio de la perforación SC-1, encuentran una agrupación microfaunística integrada exclusivamente por foraminíferos arenáceos con predominio de **Textularia?** sp. y/o **Spiroplectammina?** sp. acompañados por **Haplophragmoides?** sp., que comienza a desarrollarse a los 836m en los niveles de **Hoplitoplacenticeras plasticum** Paulcke y continúa hasta los 723m. Malumián et al. (op. cit.) asignaron este tramo al Campaniano superior sin dudas por la presencia del citado amonite, e indicaron que probablemente la parte superior sea maestrichtiana inferior. Además, expresaron que dichos niveles son homologables con las capas con **Eubaculites?** sp. de la perforación SC-3 y con su asociación de foraminíferos. Posteriormente Malumián y Náñez (1990) al completar el estudio de la perforación SC-1, indican que el tramo 854-740m (que designan como localidad y perfil tipo de las Arcillas Fragmentosas), contiene la asociación de **Spiroplectammina-Textularia** sp. cuya especie epónima fue ilustrada por Malumián et al. (1972), acompañada por **Haplophragmoides walteri** (Grzybowski), H. sp. cf. **H. walteri** (Grzybowski), **Ammobaculites?** sp. cf. **A. texanus** Cushman, **Ammodiscus tenuissimus** (Gumbel), **Ammobaculites?** sp. 5224 y escasos **Ammobaculites** sp. 1999.

Según indican Malumián y Náñez (1990), otras menciones de la asociación de **Spiroplectammina-Textularia**, son: la de los

alrededores de la localidad de Pari Aike de Arbe y Hechem (1984b) (Formación Cerro Fortaleza de Arbe y Hechem, op. cit.; o Formación Pari Aike de Riccardi y Rolleri, 1980); la de las sedimentitas de la base del cerro Indice que Malumián (1982) refirió como tradicionalmente se hacía a la Formación Mata Amarilla (sensu Riccardi y Rolleri, 1980; Nullo et al., 1981a) y que Arbe y Hechem (1984b) incluyen en su Formación Cerro Fortaleza; y las de cerro Cangrejo y cerro Castillo de Kielbowicz (1983, m.s.). Malumián y Náñez (1990), reestudiaron muestras del afloramiento del cerro Indice e indicaron que la asociación de **Spiroplectammina-Textularia** se registra en la base del cerro con abundante **Spiroplectammina-Textularia** sp. junto con **Haplophragmoides** sp. en porcentajes menores al 1%; que ascendiendo estratigráficamente hay niveles con **Ammodiscus siliceus** (Terquem), **Bathysiphon brosgiei** Tappan, B. sp. 5374, B. sp. cf. **Rhabdammina discreta** Brady, **Dorothia?** sp., **Haplophragmoides walteri** (Grzybowski), **Recurvoides** sp. 5394, **Saccamina** sp. y **Trochammina texana** Cushman y Waters; y que la edad de la asociación de **Spiroplectammina-Textularia** sp. en la base del cerro, si bien no puede ser acotada por los microfósiles, sobre la base de la presencia de **Peroniceras** (dato de Leanza, 1969) podría tener como máximo una edad coniaciana.

Respecto del ambiente de la asociación de **Spiroplectammina-Textularia**, Malumián y Náñez (1990) indican: que corresponde a ambientes someros, y que la ausencia de foraminíferos calcáreos y ostrácodos (normalmente frecuentes en ambientes salobres someros) puede deberse a efectos tafonómicos (ya que los microfósiles calcáreos se solubilizan rápidamente en ambientes marinos de fondos blandos con pH levemente menores a los normales) o bioestratinómicos, o que se trate de faunas originalmente carentes de formas calcáreas correspondientes a marjales, lagunas, estuarios o áreas de plataforma hiposalinas. Malumián y Náñez (op. cit.), parecen inclinarse por la idea de un ambiente de marjal sobre la base de que se trata de faunas casi monoespecíficas, en sedimentos con abundante materia orgánica y fondo deficitario en oxígeno.

Unos 16m por encima de la base del cerro Indice, Malumián y Náñez (1990), registran un nivel con **Trochammina texana** Cushman y Waters y T. sp. cf. T. **gyroides** Cushman y Waters asociadas con escasas formas tubulares; más arriba, a unos 19m, un nivel con escasos **Haplophragmoides walteri** (Grzybowski) y **Saccamina** sp.; a unos 21m un nivel con **Cribrostomides** sp. ex gr. **Haplophragmoides rugosus** Cushman y Waters; y a 75m, ejemplares pequeños y escasos de **Trochammina texana** Cushman y Waters, T. sp. cf. T. **gyroides** Cushman y Waters, **Haplophragmoides?** sp. y **Spiroplectammina-Textularia?** sp. Por la dominancia de **Cribrostomides?** ex gr. H. **rugosus** y la posición estratigráfica de esta forma por encima de la asociación de **Spiroplectammina-Textularia** sp, Malumián y Náñez (op. cit.) distinguen la asociación de **Cribrostomides?** ex gr. H. **rugosus**.

Volviendo a la perforación SC-1, en el tramo 708,80-709,20m Malumián et al. (1971) citan a **Anomalinoidea** sp. cf. A. **pirapaua** (Finlay) y **Gyroidinoidea** sp. 2. Estudios posteriores de Malumián y Náñez (1990), revelaron que en el tramo 723,30-701m

asignable a parte de la Formación Campo Bola, también se registra la asociación de **Cribrostomoides?** sp. ex gr. **Haplophragmoides rugosus** Cushman y Waters, con la especie nominante acompañada por **Trochammina** ex gr. **T. wetteri** Stelk y Wall, **Reophax fusiformis** (Williamson), **Haplophragmoides** sp. 2007, **Psammosphera fusca** Schulze, **Ammobaculites** sp. 2692, **Dorothia** sp. 2687, y en menor frecuencia **Ammodiscus** sp. cf. **A. pennyi** Cushman y Jarvis, **Ammodiscus tenuissimus** (Gumbel), **Bathysiphon cylindrica** (Glaessner), **H.** sp. 5245, **H. walteri** (Grzybowski), **H.?** sp. 5244, **T. spp.** y **Recurvoides?** sp. 5243.

Respecto de la asociación de **Cribrostomoides?** sp. ex gr. **H. rugosus**, Malumián y Náñez (op. cit.) indican que, en el Perfil Cerro Índice la asociación es assignable a un ambiente de marjal, en tanto que en la perforación SC-1 la mayor diversidad indica un ambiente más estable.

A los 687m en la perforación SC-1, Malumián et al. (1971) citan a **Bolivina incrassata** Reuss (que se había registrado en el Maestrichtiano de Patagonia Septentrional y en la parte inferior de la "Zona Glaucónítica" de la región de Magallanes Oriental). Sobre la base de la cita de **Trigonia cazadoriana** Wilckens mencionada por Feruglio (1938) para el nivel 689m y que según Malumián et al. (op. cit.) debe interpretarse como una **Acanthotrighonia**, la presencia de **B. incrassata** y la posición estratigráfica relativa, Malumián et al. (op. cit.) asignan el tramo 702-687m al Maestrichtiano.

Los estudios micropaleontológicos detallados del Cretácico superior de Tierra del Fuego se restringen a los de Malumián y Masiuk (en Flores et al., 1973), Malumián y Masiuk (1976) y Malumián y Masiuk (1978); previo a estos, sólo existen menciones como la de Furque y Camacho (1949) que indican "abundantes foraminíferos" en afloramientos de la Formación Leticia en Punta Torcida.

Malumián y Masiuk (en Flores et al., op. cit.), estudiaron el contenido microfaunístico de las sedimentitas que denominaron Formación Cabeza de León en las perforaciones de YPF Pampa Rincón x-2, Cabeza de León x-1 y Nueva Argentina x-1. Encontraron que: el mayor número de foraminíferos y el mayor porcentaje de foraminíferos planctónicos se encuentra en la porción inferior y media de la formación, que luego ambos disminuyen y vuelven a aumentar para desaparecer en forma brusca en los sondeos Nueva Argentina x-1 y Cabeza de León x-1, y en forma atenuada en Pampa Rincón x-2; que de sur a norte disminuye el porcentaje de planctónicos y aumentan en forma regular a moderada los valores porcentuales de los foraminíferos aglutinados; que en la parte inferior hay una asociación más desarrollada con predominio de calcáreos y en la superior una con aglutinados, y que la asociación inferior puede dividirse en un conjunto inferior donde predominan los planctónicos carenados, y uno superior con predominio de bentónicos y algunos planctónicos no carenados como **Rugoglobigerina pilula** Belford que muestran afinidad con faunas australianas. Flores et al. (op. cit.), vieron que de acuerdo con la distribución de foraminíferos podían separarse cuatro tramos.



Posteriormente Malumián y Masiuk (1976) en un estudio más detallado de los foraminíferos bentónicos, distinguen cuatro zonas equivalentes (salvo leves modificaciones) a los cuatro tramos de Flores et al. (1973).

La primer zona, equivalente al primer tramo de Flores et al. (op. cit.) ubicado entre los 1200-1150m en Pampa Rincón x-2, 1720-1670m en Cabeza de León x-1 y 1730-1700 en Nueva Argentina x-1, contiene el planctónico **Praeglobotruncana** sp. y corresponde a la Zona de **Pseudospiroplectinata** *ona* Malumián y Masiuk. Según Malumián y Masiuk (1976) la zona se caracteriza por la presencia de la especie nominante, su límite superior coincide con el tope de distribución de **Gavelinella** (**Berthelina**) spp., su límite inferior está definido por el tope de distribución de **Tritaxia** *ex gr. gaultina*, y presenta a las especies **Haplophragmoides** sp. nov. y **Spiroplectamina** cf. **S. laevis** Roemer. Flores et al. (1973) opinaron que el primer tramo era cenomaniano probablemente superior, posteriormente Malumián y Masiuk (1976), basándose en la edad de la formación infrayacente y en la presencia de formas del grupo **Gavelinella** (**Berthelina**) spp. que se registra en Europa, Africa del Sur y Australia en edades no menores al Turoniano, modificaron la asignación de edad de la zona como Turoniano superior.

La segunda zona, coincidente con el segundo tramo de Flores et al. (1973) ubicado entre los 1150-1050m en Pampa Rincón x-2, 1670-1580m en Cabeza de León x-1 y 1700-1670m Nueva Argentina x-1, es la Zona de **Notoplanulina rakauoana** (Finlay). Según Malumián y Masiuk (1976), su límite inferior es el techo de distribución de **Pseudospiroplectinata** *ona* y **Gavelinella** (**Berthelina**) spp., y **Gaudryina juliana** Malumián y Masiuk se restringe a esta zona. Este segundo tramo que había sido asignado al Santoniano-Campaniano por Flores et al. (op. cit.), pero Malumián y Masiuk (1976) modificaron la asignación de edad al Coniaciano-Campaniano por la presencia en la parte inferior de formas planctónicas del grupo de **Globotruncana coronata** Bolli asociadas con grandes archaeoglobigerinas (ambas indicadoras de una edad coniaciana-santoniana), y en la parte superior, de bentónicos similares a los del Santoniano-Campaniano de Australia como **Gavelinella purchisonensis** (Belford) y **Alabamina australis** Belford asociadas con los planctónicos del grupo "**Rugoglobigerina**" **pilula** Belford y "**R.**" **bulbosa** Belford también de Australia. Según Malumián y Masiuk (op. cit.), **Notoplanulina rakauoana** (Finlay) (sinónima de **Planulina popenoi** Trujillo de Cañón y Ernst, 1974) es una forma clave del Piripauaniano (Campaniano superior) y típica del Haumuriano (Maestrichtiano) de Nueva Zelandia, y en Antártida e isla Ross se registró asociada con amonites del Campaniano medio.

La tercer zona de foraminíferos bentónicos, equivalente al tercer tramo de Flores et al. (1973) ubicado entre los 1050-980m en el sondeo Pampa Rincón x-2, 1580-1490m en Cabeza de León x-1 y 1670-1580m en Nueva Argentina x-1, es la Zona de **Gaudryina healyi** Finlay, caracterizada por el tope de distribución de la especie nominante y la distribución de **Ramulina** sp. A y R. sp. B. Según su definición, el límite inferior está claramente marcado por la última aparición de **N. rakauoana**. Flores et al. (op. cit.)

asignaron el tercer tramo al Santoniano-Campaniano; pero Malumián y Masiuk (1976) le asignaron una edad maestrichtiana basándose fundamentalmente en que la especie nominante es típica del piso Haumuriano.

La cuarta y última zona de foraminíferos bentónicos, coincide con el cuarto y último tramo diferenciado por Flores et al. (1973) entre los 980-932m en Pampa Rincón x-2, 1490-1435m en Cabeza de León x-1 y entre 1580-1530m en Nueva Argentina x-1. Según indicaron Flores et al. (op. cit.), en algunos niveles o perforaciones es estéril o contiene exclusivamente foraminíferos aglutinados simples, uniloculares o biserials, de paredes endebles y muy mal conservados. Flores et al. (op. cit.) indicaron para el mismo una edad campaniana?-maestrichtiana temprana; posteriormente Malumián y Masiuk (1976) se refieren a él como zona de "foraminíferos arenáceos" y aunque no determinaron a los arenáceos de esta zona de carácter informal por el deficiente estado de conservación, consideran que la misma debe ser maestrichtiana por la asignación de la zona inmediata anterior.

Posteriormente, Malumián y Masiuk (1978) se ocuparon detalladamente de los foraminíferos planctónicos del Aptiano-Maestrichtiano inferior? de las formaciones Cabeza de León, Nueva Argentina y Arroyo Alfa, reconociendo seis zonas informales. Según definieron estos autores, la zona I en la Formación Arroyo Alfa, tiene una edad aptiana-albiana y queda definida por la aparición del grupo de **Hedbergella delrioensis** (Carsey) y la desaparición local de **Globigerinelloides gyroidinaeformis** (Moullade); la zona II en la Formación Arroyo Alfa, de edad albiana-cenomaniana, está definida por la aparición de **Hedbergella planispira** Tappan y superiormente por la última desaparición local de **Heterohelix moremani** Cushman; la zona III, turoniana, coincidente con la zona de **Pseudospiroplectinata** ~~ona~~ en la Formación Cabeza de León, está definida inferiormente por la aparición de **Heterohelix reussi** (Cushman) y superiormente por la última aparición local de **Hedbergella portsmouthensis** (Williams-Mitchell) y principalmente por la última desaparición local de **Whiteinella** sp., y es coincidente con las formas tipo globigerina de mayor tamaño; la zona IV, coincidente con la parte inferior de la Zona de **Notoplanulina rakauroana** de la Formación Cabeza de León, de edad coniaciana, tiene su límite superior en la última desaparición local de **Globotruncana coronata** Bolli y está caracterizada por la presencia de **Archaeoglobigerina wenzeli** (Cañón y Ernst); la zona V, que coincide con la parte superior de la Zona de **Notoplanulina rakauroana** y la parte más inferior de la Zona de **Gaudryina healyi**, presenta su límite superior algo indefinido dado por la última desaparición local de ejemplares típicos de **Whiteinella baltica** Douglas y Rankin y tiene una edad santoniana; y por último, la zona VI, de edad maestrichtiana, definida superiormente por el fin de la distribución de foraminíferos planctónicos, es equivalente a la parte superior de la Zona de **Gaudryina healyi**. Malumián y Masiuk (1978) indicaron expresamente que las comunidades planctónicas del Cretácico de la provincia austral, muestran baja diversidad y dominio de formas no carenadas, que los microfósiles de los términos medios de la Formación Cabeza de León presentan semejanza con la microfauna boreal de la isla Bornholm descripta

por Douglas y Rankin (1969) y con la austral de la cuenca de Carnarvon (Australia).

#### Asociaciones del Paleoceno

Malumián et al. (1971) en su estudio de la perforación SC-1, detectaron por primera vez la presencia de foraminíferos danianos en el sector argentino de la cuenca Austral. En el intervalo 682-686m de la mencionada perforación, Malumián et al. (op. cit.) hallaron una fauna calcárea compuesta principalmente por **Nonionella** y nodosariáceos, con **Lenticulina klagshamnensis** Brotzen, **Anomalinoides acuta** (Plummer) y **Alabamina midwayensis** Brotzen como los más frecuentes, acompañados en menor proporción por **Siphogenerinoides elegatus** (Plummer), **Gyroidinoides patagonicus** (Camacho) y **Nodosaria affinis** Reuss entre otros, asociados a los planctónicos **Globorotalia pseudobulloides** (Plummer), **Subbotina triloculinoides** (Plummer) y **Globoconusa daubjergensis** (Brönnimann). Según Malumián et al. (op. cit.) esta fauna caracterizada por la escasez de formas planctónicas y abundancia de nodosariáceos, indica un ambiente marino somero de plataforma interna a media, donde la mayor profundidad fue alcanzada en el tramo 682-683m en el que se registran las formas planctónicas. Malumián et al. (op. cit.), basándose en que **G. pseudobulloides** (Plummer) presenta un fuerte reticulado y **G. daubjergensis** cámaras abortadas tipo "catapsidrax", asignan a la muestra una edad daniana superior e indican que el resto de la microfauna del intervalo 682-686m ya había sido mencionada en sedimentitas danianas del resto de la Argentina.

Según Malumián (1982), la asociación de **Spiroplectammina-Textularia** que se registra en el norte de la cuenca Austral (ver asociaciones del Cretácico de la cuenca Austral) y posteriormente se extiende hasta Tierra del Fuego hacia fines del Cretácico, posiblemente dominaría el Daniano, y según Malumián (1978) en el sector chileno estaría representada en el piso Germaniano de Natland et al. (1974). Sin embargo estudios posteriores de la perforación SC-1 realizados por Malumián y Náñez (1990), indican que dicha asociación tendría una edad campaniana tardía-maestrichtiana temprana.

Con respecto al Paleoceno superior marino del sector argentino de la cuenca Austral, según Malumián (1982) y Malumián y Ramos (1984), estaría representado en superficie por la Formación Río Claro de Tierra del Fuego, pero los autores indicaron que dicha formación no proveyó microfauna.

#### 2) Area chilena de cuenca Austral

#### Asociaciones del Cretácico superior y Paleoceno

Debido a que en el área chilena de cuenca Austral el límite Cretácico-Terciario se presenta generalmente como un pasaje gradual dentro de las formaciones, este ítem no ha sido dividido en asociaciones del Cretácico y asociaciones del Paleoceno como los restantes.

El área chilena de la cuenca Austral fue dividida para su estudio estratigráfico en tres regiones que de noroeste a sudeste son: la región de Ultima Esperanza, la región de Isla Riesco y Península Brunswick, y el sector oriental de la cuenca de Magallanes ubicado a ambos lados del Estrecho de Magallanes y al este de Laguna Blanca.

Para la primera de estas regiones, según Herm (1966) las pelitas esquistosas grises oscuras que alternan con estratos delgados de psamitas de grano fino, típicos de flysch, que integran la Formación Cerro Toro, en la parte inferior contienen foraminíferos planctónicos (heterohelicidos, "**Globigerina**" y "**Globigerinella**") que indican aguas relativamente profundas, junto con formas de agua poco profunda como **Cibicidoides** que caracterizan los estratos de fauna mixta típicos de flysch. Según Herm (op. cit.) hacia la parte superior las condiciones de rápido hundimiento, turbulencia del fondo y aguas turbias fueron desfavorables para la fauna bentónica de manera que los rotálidos y lagénidos se hacen muy raros o desaparecen, y predominan los arenáceos primitivos como **Bathysiphon**, **Rhizammina** y **Haplophragmoides**. Según Herm (op. cit.), la edad preliminar sugerida por la microfauna estaría comprendida entre el Cenomaniano al Campaniano.

Continúa hacia arriba la Formación Tres Pasos, integrada por areniscas gruesamente estratificadas que pasan rápidamente a facies laterales de lutitas y limolitas marcando una sedimentación variable (considerado como grupo "molasa"). El contenido microfaunístico dado por Herm (1966) es el mismo de la parte superior de la Formación Cerro Toro e igualmente pobre en especies, con **Bathysiphon** y **Rhizammina** dominantes. Según Herm (op. cit.), la ausencia de fauna bentónica se debe al fuerte transporte, cambios en la dirección de depositación y divague de grandes barras y deltas. La microfauna aumenta en un nivel ubicado a unos 50 a 80m por debajo del nivel "f" de Hauthal que contiene abundantes amonites, por lo que Herm propone seguir el criterio de Katz (1963) que considera que el límite superior de la Formación Tres Pasos es la base del nivel "f".

Continúa hacia arriba, siempre en la región de Ultima Esperanza, la Formación Sierra Dorotea. Según señaló Herm (1966), desaparecen totalmente los géneros **Bathysiphon** y **Rhizammina** y abundan **Haplophragmoides** y **Trochamminoides**; también indicó que es notable la conexión entre abundancia de macrofósiles y foraminíferos, y salvo en los sedimentos muy próximos a los estratos con pelecípodos, en las secuencias de areniscas y lutitas que separan los horizontes fosilíferos no halló microfósiles. Los principales géneros mencionados y enumerados en orden decreciente de frecuencia son: **Haplophragmoides**, **Daxia**, **Trochamminoides**, **Ammobaculites**, **Ammobaculitoides**, **Ammomarginulina**, **Ammodiscus**, **Hormosina**, **Saccammina** y **Textularia**; y entre los bentónicos calcáreos: **Gyroidina**, **Planulina**, **Cibicides** y **Anomalina**, que indicarían un ambiente muy cercano a la costa con solo unos pocos metros de profundidad y condiciones de vida extremas; aunque no fueron halladas formas típicas de agua poco profunda como **Elphidium**. Herm (1966) no aportó datos sobre las características

del límite superior de la Formación Sierra Dorotea con las formaciones del Terciario inferior, pero considera para esta una edad maestrichtiana.

En la parte sur de la región de Última Esperanza, en posición subyacente a equivalentes de la Formación Sierra Dorotea, se hallan lutitas que en la región de Puerto Natales son denominadas Formación Natales.

En la segunda de las regiones (Isla Riesco y Península Brunswick) las lutitas de la Formación Natales son reemplazadas por la Formación Fuentes. Según Herm (1966), en el área de Seno Skyring, la Formación Fuentes contiene una fauna pobre de arenáceos, predominantemente **Trochamminoides** y **Haplophragmoides** en un ambiente de sedimentación de molasa, mientras que en Isla Riesco contiene numerosos lagénidos (**Saracenaria**, **Marginulina**) junto con **Bolivina** y **Bulimina** que indican condiciones de sedimentación más tranquilas y gran profundidad de las aguas. La presencia esporádica de **Bolivinoideos** en el norte de Seno Skyring, indicaría según Herm (op. cit.) una edad maestrichtiana. Estudios posteriores de Charrier y Lahsen (1968 y 1969) en afloramientos de los estratos superiores de la Formación Fuentes en Bahía Almirantano (costa norte de Seno Skyring) y en Punta Entrada (costa sur de Seno Otway) mencionan la presencia de **Rugoglobigerina rugosa** (Plummer) y **Globigerinella messinae messinae** Brönnimann, y a las especies **Racemiguembelina** sp., **Guembeletria** sp., **Guembelina complanata** Marie, **Guembelina ultimatumba** Cushman, **Guembelina striata** (Ehrenberg), **Guembelina globulosa** (Ehrenberg), **Guembelina** sp., **Rugoglobigerina beldingi** Gandolfi, **R. circumnodifer** (Finlay), **R. sp. aff. R. loeterlii** (Nauss), **Globotruncana mayaroensis** Bolli, **Globotruncanella havanensis** (Voorwijk) y **Bolivinoideos draco dorreeni** Finlay. En base a las citadas especies Charrier y Lahsen (1968 y 1969) indican que la parte superior de la Formación Fuentes es maestrichtiana tardía.

La Formación Rocallosa, que suprayace a la Formación Fuentes, esta integrada por cuerpos sedimentarios de grano más grueso. Según Herm (1966) se trata de depósitos deltaicos. Martínez (1965), halló en los estratos superiores de la Formación Rocallosa, aflorantes en la costa sur de Seno Skyring a **Bolivinoideos draco dorreeni** Finlay que indicaría una edad maestrichtiana tardía (sensu Charrier y Lahsen, 1968). Según Herm (1966) el género **Spiroplectammina** es abundante en toda la formación y continúa hacia arriba, con cambios de especies, en las formaciones Chorrillo Chico y San Jorge hasta la Formación Agua Fresca. Posteriormente Charrier y Lahsen (1969) dividieron en cuatro miembros a los afloramientos de la localidad tipo de la Formación Rocallosa ubicados en Punta Rocallosa (costa norte de Seno Skyring), y opinaron que las capas del segundo miembro, en las cuales Martínez (1965) había hallado a **Bolivinoideos draco dorreeni** Finlay, podrían ser una repetición litofacial de la Formación Fuentes, y que el miembro más antiguo podría haberse depositado catastróficamente. Más hacia arriba, Charrier y Lahsen (op. cit.) hallaron en Bahía Almirantano a **Rugoglobigerina rugosa** (Plummer), **R. sp. aff. R. loeterlii** (Nauss) y **Globigerina messinae**

solo encontraron un ejemplar dudoso de **Globigerina messinae messinae** Brönnimann. Según Charrier y Lahsen (1968 y 1969) esta microfauna indica una edad cretácica tardía.

Continúa hacia arriba la Formación Chorrillo Chico. Según Herm (1966) se trata de areniscas con una fauna más pobre que la de las unidades infrayacentes y sólo menciona la presencia de especies del género **Spiroplectammina**. Charrier y Lahsen (1968 y 1969) no aportaron datos sobre la microfauna de esta formación, pero supusieron que el límite Cretácico-Terciario se ubica en la parte superior de esta formación que tendría una edad maestrichtiana tardía-paleocena temprana y como consecuencia que el pasaje Cretácico-Terciario es gradual.

Hacia el sector sudeste de la Península Brunswick, en las cercanías del Estrecho de Magallanes, existen gran número de nombres informales locales para los sedimentos del límite Cretácico-Terciario. Según Herm (1966) el Grupo Prat, las formaciones Santa Ana y Río Blanco, y los Estratos de Tarn, serían sincrónicos con las formaciones Rocallosa y Chorrillo Chico.

Siempre en el área de Seno Skyring y Península Brunswick, la Formación San Jorge suprayace a la Formación Chorrillo Chico. Según Herm (1966) se trata de horizontes margosos relativamente ricos en fósiles separados por horizontes de areniscas estériles y su edad es paleocena. Herm (op. cit.) indicó que la formación contiene una fauna de foraminíferos, donde el género **Spiroplectammina** es muy frecuente, con gran número de individuos y otras especies distintas a las de la Formación Chorrillo Chico; entre los planctónicos notó el dominio casi exclusivo del género **Globigerina** en asociaciones pertenecientes al grupo de **Globigerina triloculinoides** y escasas globorotalias del grupo de **Globorotalia elongata** Glaessner y señaló que la asociación de **Globigerina** es rara y monótona.

Continúa hacia arriba la Formación Agua Fresca que consiste en una secuencia de lutitas que contienen grandes concreciones de limolitas y pequeñas cantidades de glauconita fina. Los primeros estudios micropaleontológicos de esta formación se deben a Todd y Kniker (1952), quienes trabajaron con material proveniente de varias localidades de subsuelo y superficie de Península Brunswick y Tierra del Fuego y dividieron la formación en tres secciones. Entre las especies de foraminíferos citadas por Todd y Kniker (op. cit.) se encuentran: en la sección inferior a **Elphidium chilenum** Todd y Kniker (especie guía de la sección inferior), **E. lauritaense** Todd y Kniker (fósil guía de la parte baja de la sección inferior), **Cibicides perlucidus** Nutall, **Spiroplectammina brunswickensis** Todd y Kniker, **S. elegansoensis** Todd y Kniker, y **Dentalina elegansoensis** Todd y Kniker entre otros; en la sección media **Elphidium skyringense** Todd y Kniker (fósil guía de la sección media), **E. aguafrescaense** Todd y Kniker (guía de la parte basal de la sección media), **Haplophragmoides chilenum** Todd y Kniker, **Spiroplectammina brunswickensis** Todd y Kniker, **Textularia magallanica** Todd y Kniker, **Gaudryina brunswickensis** Todd y Kinker, **Astacolus skyringensis** Todd y Kniker, **Uvigerina minuta** Cushman y Stone, **Cibicides perlucidus** Nuttall y **C. parki** Finlay; y en la

sección superior, **Elphidium patagonicum** Todd y Kniker (guía de la sección superior), **Lituotuba chilleana** Todd y Kniker, **Quinqueloculina badensis** d'Orbigny, **Gaudryina chilleana** Todd y Kniker, **Clavulinoides chilleana** Todd y Kniker, **Dentalina patagonica** Todd y Kniker, **Crysalogonium magallanicum** Todd y Kniker, **Sigmomorphina chilleana** Todd y Kniker, **Angulogerina cushmani** Todd y Kniker, **Cibicides americanus** (Cushman), **C. parki** Finlay y **C. praecursorius** (Schwager).

Todd y Kniker (op. cit.), basándose en la semejanza de esta fauna con la de la lutita Kreyenhagen de California, opinaron que podía corresponder al Eoceno superior. Posteriormente Herm (1966) señaló que investigaciones más recientes indicarían que por lo menos la parte basal de la formación tendría una edad eocena inferior y media. Según Herm (op. cit.) los planctónicos no superan el 2 o 4% del total de la microfauna y están representados por asociaciones monótonas de **Globigerina** (**G. patagonica** Todd y Kniker), y que la mayoría de la fauna está formada por representantes de lagénidos, cheilostomélidos y anomalínidos; mientras que en la parte superior decrece la frecuencia de **Globigerina**, se incrementan los géneros **Elphidium** y **Cibicides** y aparecen miliólidos.

Charrier y Lahsen (1968 y 1969) reestudiaron la parte inferior de la Formación Agua Fresca en dos localidades de superficie, una en la costa norte de la Isla Riesco y la otra en la costa oriental de Península Brunswick, y en la perforación Ganzo N°1 donde solo fueron penetrados los 25m inferiores. Encontraron ejemplares de **Globigerina triloculinoides** Plummer, **G. aquiensis** Loeblich y Tappan, **G. spiralis** Bolli, **Globorotalia compressa** (Plummer), **G. membranacea** (Ehrenberg), **G. cf. quadrata** (White), **Globoanomalina pseudoiota** Hornibrook y **Acarinina triplex** Subbotina, que en su opinión indicarían una edad paleocena tardía-eocena temprana, pero señalan que las especies de nannoplancton citadas en su mayoría por otros autores determinarían una edad levemente más joven que la indicada por los foraminíferos.

Con respecto a las condiciones paleoecológicas de la Formación Agua Fresca, Todd y Kniker (1952) opinan que sus sedimentitas fueron depositados en condiciones de mar abierto y a considerable profundidad por: la abundancia de **Globigerina** y de aglutinados bien desarrollados, abundancia y variedad de lagénidos y de especies de la familia Chilostomellidae, y escasez de especies de miliólidos.

Para la última y más oriental de las tres regiones mencionadas, ubicada a ambos lados del Estrecho de Magallanes, al este de Laguna Blanca y en la Isla Grande de Tierra del Fuego, sobre las "Lutitas Arenosas", en el límite Cretácico-Terciario, se halla la Zona Glauconítica. Según Herm (1966), la Zona Glauconítica representa la culminación de la fase regresiva y se caracteriza por la ausencia casi total de foraminíferos planctónicos y por el dominio de arenáceos junto con grandes miliólidos y **Elphidium**. Herm (op. cit.), menciona que la presencia del género **Rzehakina** es relativamente frecuente y que **Bolivinaoides draco dorreeni** Finlay y **Bolivina incrassata** Reuss indican una edad

maastrichtiana para la parte inferior de la Zona Glauconítica; y que hacia la parte más superior de estas areniscas glauconíticas hay un aumento de sedimentos pelíticos y una mejora de la fauna en transición al Grupo Bahía Inútil, que según Herm (op. cit.) sería equivalente en edad a las formaciones San Jorge, Agua Fresca, Tres Brazos y Leña Dura.

En opinión de Herm (op. cit.), al norte del Estrecho de Magallanes y en el extremo noroeste de la isla, existe una transición entre el Cretácico y el Terciario inferior, pero en la parte más austral de la isla, sobre las Lutitas Arenosas (de edad campaniana con dudas) se ubica previo hiato la Formación Boquerón (Eoceno superior a Mioceno), y no tan al sur el hiato es menor por las formaciones Mayo, Cameron, Boqueron y Bautismo, que según Herm serían el equivalente de off-shore de la secuencia de San Jorge-Leña Dura de Península Brunswick, aunque el autor señala que los foraminíferos son escasos y las correlaciones bioestratigráficas difíciles.

Un más importante avance en el conocimiento de la biostratigrafía chilena se debe a los trabajos de Cañón (1968) y Natland et al. (1974). Durante los años 1961 a 1966, Natland en informes no publicados de ENAP trató de utilizar la distribución de foraminíferos para establecer un sistema de etapas que correlacionara las unidades terciarias del sector chileno de Tierra del Fuego. Posteriormente Cañón (1968) basándose en el sistema de pisos de González y Natland (1965, m.s.) trató de establecer una columna microbioestratigráfica terciaria con las correspondientes divisiones basadas en conjuntos faunísticos que caracterizaran cada etapa. Por último, Natland et al. (1974) expandieron las investigaciones y lograron establecer un sistema de pisos para la secuencia del Jurásico superior-Cretácico-Terciario de toda la cuenca magallánica chilena.

Según Natland et al. (1974) el Cretácico superior está representado por los pisos Laziano y Riescoiano. El Laziano, de edad cenomaniana-santoniana, presenta una extensión similar al Riescoiano (ver más adelante) y alcanza espesores de 2000m en la región de Ultima Esperanza. Es una secuencia turbidítica de lutitas gris oscuras, limolitas y areniscas; y en el área de Ultima Esperanza presenta conglomerados con matrix de mudstone depositados por grandes flujos gravitacionales submarinos que labraron enormes canaletas con dirección NO-SE en la blanda lutita infrayacente. Según Natland et al. (op. cit.), el límite superior de este piso queda indicado por la última aparición de **Cibicidoides semiumbilicatus** Toutkovski, **Globotruncana chilena** Cañón y Ernst, **Globigerina wenzeli** Cañón y Ernst, **Planulina popenoi** (Trujillo), **Globotruncana** (**Globotruncana**) **marginata** (Reuss) y muy abundantes prismas de **Inoceramus**. Natland et al. (op. cit.) opinan que las condiciones paleoecológicas corresponden a un ambiente marino con profundidades de 1000 a 2000m que incluso pueden ser mayores al Riescoiano. Estos autores definieron como localidad tipo de superficie a cerro Toro en Ultima Esperanza y como sección tipo de subsuperficie al tramo 2026-2253m del pozo Pampa Larga n° 1A. El Riescoiano, de edad santoniana-mastrichtiana, presente en casi toda la cuenca, se extiende un



poco más hacia el sur que el Germaniano y al igual que este piso estaría mejor representado hacia el oeste, con unos 3000m en la región de Ultima Esperanza, y pierde espesor hacia el este. Se trata de una secuencia turbidítica compuesta por lutitas duras de color gris oscuro, limolitas y areniscas. Según definieron Natland et al. (op. cit.) la sección tipo de superficie se encuentra en Punta Rocallosa y Bahía Fuentes en la costa norte de Isla Riesco y allí exhibe el típico patrón sedimentario de un depósito de corriente de turbidez, y la sección tipo subsuperficial esta comprendida en el tramo 2643-2964m de la perforación Vania n°1 y entre los 1917-2026m del pozo Pampa Larga n°1A. Con respecto al contenido microfaunístico Natland et al. (op. cit.) expresaron que el límite superior de este piso está marcado por la última aparición de **Globigerina cretacea** d'Orbigny, **Psamminopelta minima** (Cushman y Renz), **Bolivina incrassata** Reuss var. **gigantea** Wicher, **Spiroplectammina gutierrezii** Cañón y Ernst, **Bolivinoidea draco dorreeni** Finlay y **Heterohelix globulosa** (Ehrenberg) que según estos investigadores indicarían condiciones de ambiente marino con profundidad de 1000 a 2000m.

Ya en el Terciario, el piso más antiguo corresponde al Germaniano. Cañón (1968), indicó que el Germaniano, de edad paleocena, sería equivalente a la parte inferior de la Formación Río Bueno (Distrito Springhill), ubicó la localidad tipo en el pozo Vicuña S-1, y mencionó su presencia en los pozos ubicados en la porción norte de Tierra del Fuego. Cañón (op. cit.) no indicó en forma precisa los límites de esta etapa, pero consideró que los foraminíferos **Bulimina kickapoensis** Cole, **Bolivina incrassata** Reuss, **Anomalina** sp.31, **Glomospira** sp., **Spiroplectammina** sp. 22 y **S.** sp.4 son diagnósticos de esta etapa, que además contiene a **Spiroplectammina grzybowskii** Frizzell, **Anomalina** sp.1, **Bathysiphon eocenicus** Cushman y Hanna, **Cyclamina cancellata** Brady y abundantes radiolarios. Según Cañón (op. cit.) la presencia de la microfauna citada indica condiciones de aguas relativamente profundas que podrían corresponder a la zona nerítica externa. Posteriormente Natland et al. (1974), indicaron que el piso Germaniano, está compuesto por lutitas grises oscuras, duras, lutitas limosas y areniscas esquistosas con abundante glauconita. Natland et al. (op. cit.) modificaron la designación de la localidad tipo de subsuperficie refiriéndola al pozo Tranquilo N°2 entre los 2370-2619m, ubicado en la región de Ultima Esperanza, e indicaron que el techo de este piso está definido por el último registro de **Tritaxia rugulosa** (ten Dam y Sigal), **Bolivina incrassata** Reuss y **Praeglobobulimina kickapoensis** (Cole) (clasificada por Cañón como **Bulimina**) que corresponderían a una profundidad del mar de 1000 a 2000m. Según Natland et al. (op. cit.) el Germaniano abarcaría prácticamente toda la cuenca y estaría bien representado en la parte occidental, con unos 300m de espesor en el pozo Kerber n°1, pero escasamente desarrollado o ausente en el este, sería correlacionable con la Formación Chorrillo Chico y representa el Daniano.

La "etapa" superior al Germaniano, corresponde al Oaziano; según Cañón (1968) tendría una edad eocena temprana a media con dudas, estaría representado en superficie por la Formación Río Bueno indicada como sección tipo, y podría ser cronológicamente

equivalente a parte de las Formaciones Chorrillo Chico y San Jorge. Cañón (op. cit.) indicó que esta etapa se caracteriza por una fauna escasa, de regular a mala preservación, con **Spiroplectamina grzybowskii** Frizzell y **Pseudoparrella** sp. 10, acompañados por **Bathysiphon eocenicus** Cushman y Hanna y **Cyclamina cancellata** Brady. Natland et al. (1974) opinan que el desarrollo del Oaziano es máximo en el sector occidental donde alcanza unos 700m de espesor y que la extensión de este piso es menor que la de los pisos inferiores ya que no está representado en la parte oriental de la cuenca. La sección tipo de superficie designada por Natland et al. (op. cit.) está en la costa oriental de la Península Brunswick cerca de Fundo San Jorge y la sección tipo de subsuelo fue referida al tramo 4308-4785m del pozo Manzano n°7. La litología consiste en lutitas marrones oscuras y unos pocos estratos de areniscas. Natland et al. (op. cit.) reconocen el techo de este piso por la última aparición de **Spiroplectamina grzybowskii** Frizzell, **Anomalina rubiginosa** Cushman, **Bulimina gonzalezi** Cañón y Ernst, **Gyroidina infrafofa** Finlay y **Epistominella texana** (Cushman). En opinión de Natland et al. (1974) el Oaziano es más antiguo que lo que consideró Cañón (1968) y corresponde al Paleoceno.

### 3) Patagonia Septentrional

#### Asociaciones del Cretácico superior

En Patagonia Septentrional se registra una asociación esencialmente cretácica en los estratos de la Formación Jagüel. Bertels (1969) cita para los afloramientos de la parte superior de esta formación, ubicados 5km al norte de Fortín General Roca (Provincia de Río Negro) a los planctónicos **Rugotruncana subpennyi** (Gandolfi), **Rugoglobigerina rugosa** (Plummer), **Loeblichella coarctata** (Bolli), **Globigerinelloides multispina** (Lalicker), **Heterohelix globulosa** (Ehrenberg), **Guembelitria cretacea** Cushman, y entre los bentónicos a **Bolivina decurrens** (Ehrenberg), **B. incrassata** Reuss y **Coryphostoma plaitum** (Carsey). En el mismo trabajo sobre la base del contenido microfaunístico, considera que la Formación Jagüel es paralelizable con las Formaciones Huantraico (Provincia de Neuquén), Malargüe (Provincia de Mendoza), Coli Toro (Provincia de Río Negro) cuya edad según la microfauna es maestrichtiana temprana. Según Bertels (1969 y 1970) esta asociación es asignable al Maestrichtiano medio o a la parte baja del Maestrichtiano superior según la división trinaria o binaria, respectivamente. Por otra parte registra un conjunto de ostrácodos en los niveles más inferiores para los que adopta una edad maestrichtiana temprana. En el mismo perfil, Bertels (op. cit.), estudia los estratos de la formación suprayacente (Formación Roca, sensu Bertels op. cit., del Daniano) por lo cual remarca, la existencia de un hiato que abarcaría el Maestrichtiano superior y el brusco cambio genérico y específico de los foraminíferos planctónicos en el límite Cretácico-Terciario.

Las sedimentitas de la parte superior de la Formación Jagüel fueron reestudiadas por Bertels (1980), pero en dos perfiles de la provincia de Neuquén. En ese trabajo, Bertels agrega una lista de

numerosas especies de foraminíferos a los mencionados anteriormente. En el perfil km 25 RP n°8, cita entre otros a: **Spiroplectammina laevis** (Roemer), **Gaudryina boltovskoyi** Bertels, **Tritaxia pyramidata** (Reuss), **Dorothia bulleta** (Carsey), **Nodosaria marcki** (Reuss), **Lagena acuticosta** Reuss, **L. amphora paucicosta** Franke, **L. hexagona** (Williamson), **Lenticulina navarroensis** (Plummer), **Globulina inaequalis** Reuss, **Guttulina lactea** (Walker y Jacob), **G. problema** d'Orbigny, **Ramulina globulifera** Brady, **Buliminella pseudoelegantissima** Bertels, **B. sp. aff. B. pulchra** Terquem, **Neobulimina argentinensis** Bertels, **N. aspera** (Cushman y Parker), **N. canadensis** Cushman y Wickedden, **Pyramidina rugosa** (Brotzen), **Bolivina decurrens** (Ehrenberg), **Hiltermanella kochi** (Bertels), **Tappanina sp.**, **Stilostomella spinosa** (Hofker), "**Discorbis**" **correcta** Carsey, "**D.**" **sp.**, **Valvulineria?** **sp.**, **Eponides lunata** Brotzen, **Cibicides reinholdi** ten Dam, **Nonionella cretacea** Cushman, **N.? sp.**, **Alabamina kaaschieteri** Bertels, **Anomalinoides pinguis** (Jennings), **A. sp.**, **Gavelinella camachoi** Bertels, **G. jagueliana** Bertels y **G.? neuquensis** Bertels. En el nivel inferior del perfil Barranca de Jagüel cita a: **Nodosaria sp. aff. N. torsicostata** ten Dam, **Lagena hispida** Reuss, **Heterohelix globulosa** (Ehrenberg), **Rugoglobigerina rugosa** (Plummer), **R. macrocephala** Brönnimann, **Archaeoglobigerina blowi** Pessagno y **Pullenia sp.**

Según Bertels (1980) las condiciones paleoecológicas de plataforma externa y mar templado cálido quedan reveladas por la abundancia de arenáceos, bolivínidos, bulimínidos y planctónicos.

Bertels (1980), propone la zona de rango local de **Bolivina decurrens** (ya que este bentónico tiene una distribución amplia y constante), y al hallar también una gran cantidad de ostrácodos propone la zona de rango local de **Veenia (Nigeria) punctata** Bertels (ostrácodo más característico y mejor representado del Cretácico). Recalca además, la fuerte afinidad microfaunística de la Formación Jagüel con las formaciones Navarro y Monmouth de Estados Unidos y la leve afinidad con Africa Occidental (especialmente Gabon y Nigeria). Malumián y Báez (1976) indicaron que las microfaunas campanianas-maestrichtianas de Patagonia Septentrional y cuenca Austral son muy diferentes y que las pocas especies comunes a ambas regiones son cosmopolitas; por su parte Bertels (op. cit.) vuelve a expresar que en su opinión, la asociación de la Formación Jagüel no presenta mayor afinidad con Cuenca Austral.

Estudios posteriores de la microfauna de la Formación Jagüel, realizados por Kielbowicz (1980, m.s.) sobre muestras de las proximidades de lago Pelegrini (Provincia de Río Negro), revelan la existencia de una asociación integrada por foraminíferos bentónicos y planctónicos, referidos por esta autora al Miembro superior de la formación y asignados al Maestrichtiano medio. Kielbowicz destaca entre otras a **Alabamina kaaschieteri** Bertels, **Eponides lunata** Brotzen, **Cibicides reinholdi** ten Dam, **Gavelinella camachoi** Bertels, **Buliminella pseudoelegantissima** Bertels, **Bolivina decurrens** Ehrenberg, **Lagena acuticosta** Reuss y **Lagena hysrix** Reuss, asociados con formas planctónicas **Guembelitra cretacea** Cushman y **Heterohelix globulosa** (Ehrenberg), y considera que esta asociación revela dos subambientes marinos, uno de

si bien la mayoría de las especies son conocidas para otras partes del mundo como en las formaciones paleocenas Midway y Hornerstown de Estados Unidos, Lizard Spring de Trinidad, Klagshamn y Jstad de Suecia y los Thanet beds de Inglaterra, y otras se extienden desde el Cretácico superior a través de todo el Terciario e incluso llegan al Reciente, la edad de la microfauna de Roca es paleocena temprana particularmente daniana. La razón de esta datación es la presencia de las especies planctónicas y especies bentónicas como **Pulsiphonina prima** (Plummer) y **Alabamina midwayensis** Brotzen, que son guías de esa edad en otras partes del mundo.

Estudios más completos son los de Bertels (1969, 1970). En estos trabajos Bertels se refiere nuevamente a la región de Fortín General Roca y se ocupa además de las regiones de Coli Toro (Río Negro), El Caín (Río Negro), Barranca de Jagüel (Neuquén) y Huantrai-co (Neuquén). Según Bertels, exceptuando los afloramientos de El Caín, los demás presentan sedimentitas de la Formación Roca asignables al Daniano inferior por el estado evolutivo de las tres especies planctónicas mencionadas en Bertels (1964), en tanto que las capas arcillosas de El Caín, que también atribuye a la Formación Roca, son asignables al Daniano superior por el grado evolutivo de **Globoconusa daubjergensis**. Según Bertels (op. cit.) la Formación Roca suprayace a las capas de edad maestrichtiana inferior y media de las formaciones Coli Toro en cerro Toro, a las capas con **Eubaculites argentinicus** (Weaver) en El Caín, al Miembro superior marino de la Formación Jagüel en Barranca del Jagüel y Fortín General Roca, y al Miembro superior de la Formación Huantrai-co en la región homónima.

Posteriormente, Bertels (1975b) confirma que los afloramientos de El Caín tienen una edad Salamanquiana (Daniano superior), ya que los planctónicos presentan caracteres más evolucionados como son la existencia de ejemplares intermedios entre **Globorotalia (Turborotalia) pseudobulloides** y **Globorotalia (Turborotalia) compressa** que caracteriza a la zona propuesta por la misma autora (op. cit.) en la localidad tipo de la Formación Salamanca en la cuenca del golfo San Jorge y las aberturas suturales secundarias de **Globoconusa daubjergensis**.

Otros registros de fauna paleocena son los del Rocanense de las localidades de sierra Blanca, cerro Los Gemelos y cerro Caracol en la cuenca de Añelo (Provincia de Neuquén), que fueron estudiadas por Mailhe et al. (1967). Entre las formas citadas figuran: **Bolivinopsis capitata** Yakovlev, **Textularia** sp. I, T. sp. II, **Quinqueloculina** sp., **Spiroloculina** sp., **Nodosaria** sp., **Pseudonodosaria** sp., **Dentalina consobrina** d'Orbigny, **D. gardnerae** (Plummer), **Lenticulina** sp. III, L. sp. I, **Lagena hispida** Reuss, L. **hexagona** (Williamson), **Guttulina problema** d'Orbigny, **G. luisae** Bertels, **G. lactea** (Walcker y Jacob), **Polimorphina** sp., **Globulina gibba** d'Orbigny, **G. inaequalis** Reuss, **Glandulina laevigata** d'Orbigny, **Siphogenerinoides elegantus** (Plummer), **Nonionella cretacea** Cushman, **Discorbis** sp., **Gyroidinoides octocamerata** (Cushman y Hanna), **Pulsiphonina prima** (Plummer), **Cibicides vulgaris** (Plummer), **C. alleni** (Plummer), **Anomalinoides anamariae** Bertels, **Planulina camacho**i Bertels y los planctónicos **Globoconusa daubjergensis** (Brönnimann), **Turborotalia pseudobulloides** (Plummer)

y **Subbotina triloculinoides** (Plummer). Mailhe et al., notan que la mayoría de las especies, reconocidas como fósiles guías del Daniano, ya habían sido citadas en el país, y en base a los planctónicos asignan a la fauna una edad daniana.

Rizzolo (1967) al estudiar la localidad de Bajo del Gualicho al sudoeste de la provincia de Río Negro, halló a los planctónicos **Globoconusa daubjergensis** y **Turborotalia pseudobulloides** por lo que asignó estas capas al Daniano.

Bertels (1975b) propone para el Rocaniano, la zona de **Globoconusa (Turborotalia) pseudobulloides** definida por la primera aparición de la especie nominante y cuyo límite superior está inmediatamente por debajo de la primera aparición evolutiva de **Globoconusa (Turborotalia) compressa** a partir de su antecesora que es la especie nominante de la zona. Bertels (op. cit.) indicó que los planctónicos más abundantes son **Globoconusa (Turborotalia) pseudobulloides** (Plummer) y **Globoconusa daubjergensis**, que **Subbotina triloculinoides** aparece solo raramente a través de toda la sección pero únicamente en muestras de superficie, y que también está presente **Globoconusa (Turborotalia) varianta** (Subbotina).

Para la Provincia de Neuquén, Bertels (1980), vuelve a citar a las especies encontradas en el estratotipo de la Formación Roca en Río Negro y otras localidades. Señala al fósil guía **Siphogenerinoides elegantus** (Plummer) y propone la Zona de **Huantraiconella prima** Bertels. Entre las conclusiones paleoecológicas expone que la asociación compuesta por lagénidos y planctónicos en las capas basales, indicando un ambiente de plataforma media, es reemplazada hacia el techo por rotálidos, mientras que los planctónicos desaparecen totalmente en los niveles superiores, lo que está indicando el carácter regresivo y de mar pando de estas capas.

Por último Malumián et al. (1985), al enumerar las formas planctónicas y bentónicas provenientes de las sedimentitas de superficie de la Formación Roca de las localidades de General Roca, Colí Toro, Puesto Aranea, Gran Bajo del Gualicho y El Caín, vuelven a considerar que los afloramientos de El Caín pertenecen a la Formación Roca. En ese mismo trabajo, incluyen en dicha formación a las rocas de subsuelo de la perforación Allen 3, y de un nivel ubicado a 112m bajo boca de pozo en Trapalcó.

#### 4) Cuenca del Golfo San Jorge

##### Asociaciones del Paleoceno

El primer estudio completo de foraminíferos fósiles en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, es el de Camacho (1954) sobre dos perforaciones del subsuelo de Comodoro Rivadavia en rocas salamanquenses. Camacho (op. cit.) halló a **Nodosaria affinis**, Reuss y describió las siguientes especies nuevas: **Lenticulina rivadaviensis**, **Planularia wichmanni**, **P. chubutensis**, **P. curviformis**, **Marginulina delecta**, **Dentalina** sp. (lám. 5, fig.

4), *D. sp.* (lám. 6, fig. 14), *D. astrae*, *Frondicularia superbissima*, *Lagena sp.*, *Guttulina rivadaviensis*, *Sigmomorphina translucida*, *Buliminella isabelleana*, *Loxostomun(?) sp.*, *Gyroidina patagonica*, *Eponides perspicax*, *Discorbis luciferus*, *Anomalina elegantoides*, *Cibicides globosus* y *C. superbus*. A pesar de la ausencia de planctónicos, Camacho (op. cit.) observó la similitud de esta fauna con la de la región de la Costa del Golfo de Estados Unidos y asignó las sedimentitas salamanquenses al Daniano, ubicado en aquel entonces en el Cretácico superior.

Posteriormente Méndez (1966), publicó los resultados de sus estudios de las sedimentitas salamanquenses aflorantes en la localidad de punta Peligro sobre la costa del golfo San Jorge (Provincia de Chubut). Registró: *Citharina multicostata* (Cushman), *Dentalina sp.* cf. *D. consobrina* d'Orbigny, *Lagena laevis* (Montagu), *Globulina gibba* d'Orbigny, *Guttulina problema* d'Orbigny, *Oolina acuticosta* (Reuss), *O. borealis* Loeblich y Tappan, *Buliminella isabelleana* Camacho, *B. parvula* Brotzen, *B. pulchra* (Terquem), *Loxostomoides applinae* (Plummer), *Cibicides allenii* (Plummer), *Gyroidinoides patagonica* (Camacho) y *Anomalinoides sp.* aff. *A. burlingtonensis* (Jennings). Méndez puntualizó que la mayoría de las especies habían sido halladas en el Rocanense y en otras localidades extracontinentales típicamente paleocenas, indicó que por correlación con el daniano tipo (Dinamarca) la microfauna no es anterior al Daniano medio ni posterior al Montiano y que las especies montianas son escasas y representadas por muy pocos ejemplares por lo que les asignó una edad daniana media a superior.

En el extremo NE de la cuenca del golfo San Jorge, en el curso inferior del río Chico (Chubut), Masiuk (1967), realizó un estudio estratigráfico, mega y micropaleonológico de lo que denominó el "Rocanense de Puesto P. Alvarez". Masiuk citó allí la misma asociación planctónica mencionada por Kaasschieter (1963=1965) para la Formación El Fuerte de la cuenca del Colorado, por Bertels (1964) en la localidad tipo de la Formación Roca y por Mailhe et al. (1967) en la cuenca de Añelo; y en lo que respecta a las formas bentónicas, encontró una gran similitud entre su fauna y la del Salamanquense de Punta Peligro estudiada por Méndez (1967). Masiuk (op. cit.) reconoció la zona de *Turborotalia pseudobulloides/Globoconusa daubjergensis* y por lo tanto indicó que tienen una edad daniana y son correlacionables con las sedimentitas del Rocanense de General Roca y de la cuenca de Añelo, y con la Formación El Fuerte de la cuenca del Colorado. Citó también a *Turborotalia compressa* (Plummer), especie que como las anteriores tiene una amplia distribución mundial en el Paleoceno inferior.

Bertels (1973) estudió cinco perfiles realizados en el cerro Bororó (provincia de Chubut), y encontró una asociación compuesta por las mismas especies que luego halló en Bajada del Cerro Hansen y Puerto Viser (ver más adelante). Este hallazgo permitió a Bertels asignar a los términos marinos de la Formación Cerro Bororó una edad daniana tardía, e incluir esta localidad en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge y a los sedimentos estudiados en el piso Salamanquiano superior.

Con respecto a los afloramientos de Bajada del Cerro Hansen y Puerto Viser, Bertels (1975a) halló microfauna en las sedimentitas incluidas en el Miembro superior de la Formación Salamanca (denominado Miembro Hansen). En Bajada del Cerro Hansen, Bertels (*op. cit.*), sobre la base de las características litológicas subdividió al Miembro superior en tres secciones que caracterizó microfaunísticamente. En la sección inferior halló desde el primer nivel a **Turborotalia compressa** (Plummer), en la sección intermedia no halló foraminíferos planctónicos, y en la superior no halló microfauna. Bertels (*op. cit.*) reconoció la zona de **Turborotalia compressa** y con respecto a las formas bentónicas definió tres zonas bioestratigráficas: 1) la Zona de **Gavelinella regina** (Martin), que caracteriza a la sección inferior de base cubierta, con límite superior definido por la presencia casi exclusiva de foraminíferos aglutinados, y contiene al fósil nominante acompañado por **Lenticulina chubutensis** Bertels, **Gyroidinoides patagonicus** (Camacho) y **Gavelinella midwayensis** (Plummer); 2) la Zona de **Cyclamina garcilassoi**, cuyo límite inferior queda definido por la ausencia del conjunto que caracteriza a la zona inferior, y está limitada en su techo por la aparición de **Buliminella isabelleana** Camacho y otros foraminíferos que ya habían aparecido en la Zona de **G. regina**; y 3) la Zona de **Buliminella isabelleana**, definida por la presencia abundante de la especie nominante, asociada con **Haplophragmoides** sp., **Bulimina? pascuali** Bertels, **Trochammina** sp., **Cyclamina garcilassoi** Frizzell y otros bentónicos. En el perfil de Puerto Viser, Bertels (*op. cit.*), reconoció niveles correlacionables con los niveles superiores de la Zona de **B. isabelleana**. Sobre la base de la presencia de **Turborotalia compressa** y de estas especies, asignó la misma edad daniana tardía para las tres secciones.

Posteriormente Bertels (1975b), expuso detalladamente las características de la zona de rango total de **Globorotalia (Turborotalia) compressa**, definiendo su base con la primera aparición evolutiva de la especie nominate y su techo por su última presencia estratigráfica. Indica que **Globorotalia (Turborotalia) compressa** está acompañada por **Globoconusa daubjergensis** (Brönnimann) que presenta características más evolucionadas que en el piso Rocaniano (aberturas suturales secundarias, abertura principal más alta y desarrollo de espinas más largas y aguzadas), y por **Globorotalia (Turborotalia) pseudobulloides**, cuya frecuencia declina marcadamente en este piso con respecto al Rocaniano.

Malumián (1978b) considera que los conjuntos registrados por Bertels (1975a) con fuerte dominancia de bulimínidos, indican facies regresivas del mar daniano, con formas de distribución restringida como es el caso de **Bulimina? pascuali** (una especie aparentemente endémica), en contraste con el resto de la fauna de carácter cosmopolita.

## 5) Cuenca del Colorado

### Asociaciones del Paleoceno

La primera cita en el país de formas planctónicas danianas es la de Kaaschieter (1963=1965). Este autor trabajó con muestras de perforaciones y citó a **Globigerina daubjergensis** Brönnimann, **G. triloculinoides** Plummer, **G. pseudobulloides** Plummer, **G. compressa** Plummer y **Chiloguembelina** cf. **midwayensis** (Cushman).

Malumián (1970a, 1970b), al estudiar la perforación Puerto Belgrano 20, describe un conjunto microfaunístico de la Formación Pedro Luro que muestra notable afinidad con la fauna del subsuelo de Comodoro Rivadavia, y asignó al Daniano. Malumián (op. cit.) señala como una característica peculiar, la frecuente presencia de **Bagatella coloradoensis** sp. nov. (primera vez que se cita este género en sedimentos tan antiguos). Entre los bentónicos más abundantes halló **Buliminella isabelleana** Camacho, **Gavelinella midwayensis** (Plummer), **Lenticulina wilcoxensis** (Cushman), **Alabamina midwayensis** Brotzen y **Siphogenerinoides elegantus** (Plummer). Según observó Malumián, la escasa proporción de los planctónicos **Globoconusa daubjergensis** (Brönnimann), **Turborotalia pseudobulloides** (Plummer) y los muy pocos ejemplares de **Subbotina triloculinoides** (Plummer), indican un ambiente nerítico.

Malumián y Masiuk (1973) al referirse a la misma perforación, señalan que la parte inferior se caracteriza por la abundancia de nodosariáceos y lenticulínidos con espesas costillas y suturas limbadas, con las especies **Lenticulina klagshamnensis** (Brotzen) y **Nodosaria affinis** Reuss dominantes; y que en la parte superior predominan **Gavelinella midwayensis** (Plummer), **Pulsiphonina prima** (Plummer), **Leniculina wilcoxensis** (Cushman y Ponton) y **Siphogenerinoides elegantus** (Plummer).



## 2c. Características del límite Cretácico-Terciario

### 1) Crisis biótica del límite Cretácico-Terciario

En este punto se hace referencia a la última de las cinco grandes crisis que provocaron la extinción de muchos grupos de organismos, la que sucedida hace aproximadamente 65 Ma (66,4 Ma sensu Berggren *et al.*, 1985) marca el límite Cretácico-Terciario. Este acontecimiento provocó la extinción de los reptiles marinos, reptiles voladores, ambos órdenes de dinosaurios, ammonites, numerosas familias de corales escleractínidos, bivalvos como los rudistas e inocerámidos, gastrópodos y echinoideos. Según Kennett (1982) sólo pocas especies de coccolitofóridos, foraminíferos planctónicos y belemnites sobrevivieron esta crisis. También desaparecieron muchos géneros de foraminíferos bentónicos grandes y radiolarios. Por otro lado muchos grupos de plantas terrestres, cocodrilos, serpientes, mamíferos, invertebrados, organismos de agua fría y animales bentónicos de aguas profundas fueron escasamente afectados (Kennett, 1982). En general, y como expresó Kennett (*op. cit.*), la extinción parece haber sido particularmente severa en las comunidades pelágicas y en los rudistas.

Con referencia al impacto de este acontecimiento en el ambiente marino, debe señalarse que a pesar de que la biota marina fue atacada principalmente en la base de la cadena trófica (es decir el fitoplancton) hecho que consecuentemente afectó a los demás niveles precipitando la extinción de algunos grupos y provocando un brusco corte en otros que se hallaban en plena expansión, es intrigante que algunos microorganismos bentónicos y los peces (especialmente teleósteos) no fueron afectados en forma perceptible, y por lo tanto el modelo de extinción en este medio no parece corresponder a uno de ruptura de la base de la cadena trófica, en el cual todos los elementos serían afectados por igual.

Las hipótesis propuestas para explicar las extinciones abarcan causas terrestres y extraterrestres, como son el aumento de la radiación cósmica (Schindewolf, 1954), la aparición de una supernova cerca de nuestro sistema solar (Reussell, 1979), aumento en la concentración de trazas de elementos tóxicos (Cloud, 1959), cambios drásticos del nivel del mar (Newell, 1962), disminución de la fertilidad oceánica (Bramlette, 1965), periodicidad en la producción de fitoplancton y sus consecuentes efectos en los niveles de oxígeno (Tappan, 1968), cambios en el campo magnético terrestre (Simpson, 1966), crisis de CO<sub>2</sub> y aumento de la línea de compensación de carbonato de calcio (LCCC) hacia las aguas superficiales (Worsley, 1974), acontecimientos volcánicos y metales venenosos (Vogt, 1972), inundación de la superficie oceánica por aguas dulces del océano Artico (Gartner y Keany, 1978; Thierstein y Berger, 1979), o cambios climáticos.

Todas estas hipótesis, además de ser discutidas, presentan flaquezas o debilidades y sólo explican algunas extinciones, de manera que ninguna de ellas ofrece una interpretación holística válida para el entendimiento del proceso que provocó la desaparición de distintos grupos faunísticos y florísticos en

diversos ambientes.

Las hipótesis catastróficas se fundamentan en la alta concentración de iridio en los sedimentos del límite; se cree que este elemento se habría esparcido sobre la tierra debido a la alta pulverización ocurrida luego del impacto de un meteorito y que antes de su deposición habría provocado el oscurecimiento y calentamiento de la atmósfera imposibilitando la fotosíntesis. Sin embargo, las teorías catastróficas están debilitadas por la posibilidad de que las extinciones terrestres hayan ocurrido más tarde que las marinas, o por registros de secuencias como la de El Kef, Túnez, donde las extinciones de foraminíferos planctónicos se registran desde unos centímetros antes hasta unos centímetros después del límite geoquímico (anomalía de Ir), de manera que según Keller (1988b), las extinciones ocurridas antes del límite (especies de morfología compleja) se deberían a cambios ambientales precedentes y no relacionados con el impacto del límite Cretácico- Terciario (ver más adelante en "Características del límite Cretácico-Terciario en las secuencias más completas: naturaleza de las extinciones y cambios poblacionales en el Paleoceno inferior").

Las ideas sobre los cambios climáticos son dispares, así, según Hallam (1974) la expansión de los fondos oceánicos debió producir un aumento en los gradientes térmicos, un marcado contraste estacional y fuertes tormentas en relación con un cambio en los patrones de circulación atmosférica que habría originado una súbita desestabilización de los ambientes; en cambio Worsley (1971), opina que la transformación fue hacia condiciones más frías y húmedas. Los datos obtenidos según grupos de distintos ambientes son también contradictorios, así mientras sobre la base del estudio de quistes proximales de dinoflagelados planctónicos se cree que hubo un enfriamiento de las aguas oceánicas, el polen de angiospermas no avala un enfriamiento tajante y constante al tiempo de las extinciones. Por otra parte, Kennett (1982) y otros investigadores, creen que estos cambios fueron menores, temporales y que no causaron efectos globales permanentes.

En el caso particular de los foraminíferos, Kennett (op. cit.), opina que los bentónicos de ambiente batial a abisal muestran muy pocos cambios desde el Campaniano al techo del Paleoceno, con continuidad a través del límite Mesozoico-Cenozoico, pero en contraste, los foraminíferos planctónicos y los bentónicos de ambiente poco profundo sufrieron cambios drásticos. Existen estudios detallados que apoyan el consenso general sobre el escaso cambio sufrido por los foraminíferos bentónicos durante el límite, entre ellos el de Beckmann (1960) donde un 82% de las especies cretácicas de Trinidad se registran en la fauna paleocena tipo Velasco de la F. Lizard Spring, el de Tjalsma y Lohmann (1982) donde todas las especies paleocenas halladas en sitios del DSDP del Atlántico Central fueron registradas en estratos cretácicos, y el de Miller et al. (1982) donde las asociaciones de aglutinados de tipo flysch de sedimentos profundos del Mar del Labrador sufren pocos cambios entre el Cretácico y el Terciario. Es por esta razón que la mayoría de los foraminíferos bentónicos paleocenos del mar profundo son considerados taxones cretácicos

relictos. En contraposición, no existe uniformidad de opiniones sobre la incidencia del acontecimiento del límite sobre los foraminíferos bentónicos neríticos. Así, en oposición a Kennett (*op. cit.*), Miller (1982) opina que el impacto del límite sobre los bentónicos neríticos habría sido mucho menos severo que el sufrido por los foraminíferos planctónicos y similar al de los bentónicos batiales-abisales en lo que se refiere a la ausencia de un gran número de extinciones. De hecho, muchos autores señalan el poco cambio de las asociaciones de foraminíferos bentónicos neríticos a nivel familiar o genérico, y ejemplos de esto son los registros de las Formaciones Navarro (Maestrichtiano) y Midway (Paleoceno-Eoceno inferior) de la Costa del Golfo (Texas) y las observaciones de Olsson (1960) en New Jersey, donde además del escaso cambio a nivel genérico se tienen registros de especies cretácicas que continúan en estratos paleocenos (entre otras: **Cibicides marylandicus**, **Pulsiphonina prima**, **Parrella expansa**, **Bulimina quadrata**, etc.). Recientemente, en la secuencia calcárea continua del límite Cretácico-Paleoceno del Sitio 690C de la Elevación Maud (Mar de Weddell, Antártida), Thomas, E. (1990) observó que, en tiempos en que la productividad primaria disminuyó debido a las extinciones de planctónicos, no se registran extinciones importantes en la asociación de bentónicos profundos, que inmediatamente después del límite hay un aumento de los epifaunales en relación a los infaunales, y que los pocos foraminíferos bentónicos que desaparecieron en el límite tenían en su opinión hábitos infaunales.

Se ha visto hasta ahora que las teorías son variadas según el material y la disciplina de estudio. Una hipótesis más ligada al grupo estudiado es la planteada por Gartner y Keany (1978), quienes en base a tres testigos del Mar del Norte elaboraron una explicación de carácter oceanográfico. Ellos proponen la existencia de un océano Artico aislado, de una salinidad muy reducida durante el Cretácico más tardío, en el que se habrían desarrollado coccolitofóridos "danianos" y foraminíferos planctónicos. Según ellos la presencia de coccolitos "danianos" en la creta maestrichtiana tardía del Mar del Norte, se explicaría mediante el establecimiento de una conexión entre los océanos Artico y Atlántico Norte (por desgarramiento entre Groenlandia y el norte de Europa), que habría permitido que agua de salinidad normal del Atlántico se introdujera desde abajo y forzara al agua del Artico a dispersarse sobre la superficie del Atlántico. Posteriormente por obstrucción de la abertura se habrían reestablecido las condiciones de salinidad normal de los mares del Cretácico tardío, hasta que el establecimiento permanente de una conexión entre el Atlántico Norte y la cuenca del océano Artico habría producido la dispersión de las aguas de baja salinidad formando un manto sobre los océanos Atlántico Norte y Sur e Indico (a través del canal del Tetis) y sobre el océano Pacífico (a través del canal del Caribe) que habría provocado la extinción de los coccolitofóridos estenohalinos maestrichtianos y de los foraminíferos planctónicos que estaban restringidos a la zona fótica. Además, según Gartner y Keany (*op. cit.*), también habrían perecido aquellas especies predatorias cuya cadena alimenticia fue interrumpida o las que tenían altos requerimientos de oxígeno (ya que una capa de agua dulce pudo provocar un agotamiento de oxígeno

disuelto en las capas inferiores) y sobrevivido las especies que vivían a mayor profundidad y/o que no tenían altos requerimientos de oxígeno. Al igual que las otras hipótesis, también esta tiene opositores. Fundamentalmente Clark y Kitchell (1978), rechazaron la misma indicando que no existen testimonios que prueben la baja salinidad del océano Artico durante el Cretácico tardío y que en contraposición dos testigos indicarían que el océano Artico del Cretácico tardío-Cenozoico temprano era abierto con buenas conexiones hacia el sur. Tal aseveración se basa en que uno de los testigos contiene silicoflagelados y diatomeas marinas normales cuyas especies tienen afinidades con especies del Cretácico tardío de otras partes del mundo, y el otro, silicoflagelados y diatomeas paleocenas de salinidad normal.

En opinión de Kennett (1982), la crisis del límite Cretácico-Terciario fue una combinación de transformaciones paleoambientales graduales, que subsiguientemente provocaron una serie de cambios que quizás comenzaron con una caída en el nivel del mar y la sobreimposición de acontecimientos catastróficos amplificó los cambios.

Actualmente la causa de las extinciones permanece como un enigma sin resolver y si bien existen varias hipótesis que intentan explicar este acontecimiento, ninguna es totalmente aceptada. Sin embargo, muchos investigadores consideran que la solución a este problema se encuentra en el estudio de la evolución oceanográfica de secciones que contengan registros del límite lo más completos posibles.

## 2) Características del límite Cretácico-Terciario en las secuencias más completas: naturaleza de las extinciones y cambios poblacionales en el Paleoceno inferior

A partir del reconocimiento de la existencia de las extinciones, se intensificó la búsqueda de secciones del límite Cretácico-Terciario lo más completas posibles, donde se pudiesen observar en detalle los cambios faunísticos y florísticos, y explicar los procesos o fenómenos que los provocaron. Antes de la perforación de los fondos oceánicos, se creía que en ellos se hallarían columnas completas; sin embargo, cuando se obtuvieron coronas, se vio que el ambiente profundo había sido considerado erróneamente como un ambiente "tranquilo" ya que en lugar de registrar una sedimentación continua se observaban superficies de discontinuidad, no conformidad y/o sedimentos condensados. De hecho con referencia a los foraminíferos planctónicos, en la mayoría de las secciones de ambiente marino profundo (batial-abisal) que hasta hace poco tiempo se creían las más completas del límite Cretácico-Terciario, se consideraba que **Abathomphalus mayaroensis** indicaba y dominaba el Maestrichtiano más alto y que inmediatamente por encima del límite Cretácico-Terciario se registraba una fauna muy empobrecida, representada por formas enanas, y asignadas en algunas áreas a la Zona de **Globigerina eugubina** (Pla) integrada por especies propias y unas pocas especies de foraminíferos planctónicos cretácicos que sobrevivieron la crisis. Se creía que estos sobrevivientes

críticos habían provisto el material genético necesario para la rápida radiación evolutiva del comienzo del Terciario, ya que en el Paleoceno medio se registran comunidades diversas y florecientes. Posteriormente se hallaron secciones del límite Cretácico-Terciario más completas en Túnez, Israel, Texas y Alabama. Dichas secciones corresponden a ambientes de plataforma continental con una alta tasa de sedimentación y contienen el intervalo de transición perdido en las secciones de ambiente marino profundo con bruscas extinciones de especies cretácicas y espontáneas apariciones de especies terciarias. Los foraminíferos planctónicos de estas secciones fueron investigadas entre otros por Salaj (1973, 1977, 1980), Smit (1982), Jones et al. (1987), Keller (1988, 1989), y los nanofósiles por Perch-Nielsen (1979, 1981 a,b), Perch-Nielsen et al. (1982). Como resultado de estos estudios en las secciones de Túnez y Texas (las más completas y con fauna mejor conservada) se encontró que:

a) La ausencia de **Abathomphalus mayaroensis** antes del límite Cretácico-Terciario en las secciones de Túnez, Texas y Alabama, se debe a las condiciones de agua poco profunda más que a un hiatus estratigráfico (Keller, 1989). De hecho, Jiant y Gartner (1986), basándose en la presencia de la zona de acmé de **Predicosphaera quadripunctata** (indicadora del Maestrichtiano más alto) concluyeron que la secuencia de una de las secciones de Brazos River (Texas) es concordante.

En ausencia de especies características del Maestrichtiano superior, tanto en El Kef (Túnez) como en Brazos River (Texas), Keller (1988, 1989) propone la Zona de **Pseudotextularia deformis** para el Maestrichtiano tardío.

b) El Paleoceno posee una zona bioestratigráfica adicional en su base y anterior a la Subzona P1a o Subzona de **Globigerina eugubina**. Esta zona denominada P0, en El Kef (sección más completa conocida) se subdivide en la Subzona P0a o Subzona de **Guembelitra cretacea** y la Subzona P0b o Subzona de **Globoconusa conusa**. La Subzona P0a, compuesta por sobrevivientes cretácicos y las primeras especies terciarias, se extiende desde el límite litológico y geoquímico del Cretácico-Terciario hasta la primera aparición de **Globoconusa conusa**, y la Subzona P0b abarca desde la primera aparición de **Globoconusa conusa** hasta la primera aparición de **Globigerina eugubina**.

c) Si bien los cambios en los planctónicos, o registros de la superficie, reflejan esencialmente los cambios producidos en el fondo, los foraminíferos planctónicos sufrieron pérdidas mayores y estuvieron sujetos a condiciones más estresantes que los foraminíferos bentónicos; por ejemplo en El Kef la diversidad específica en el Terciario disminuye un 78% para los planctónicos versus un 37% para los bentónicos.

d) No todas las especies de foraminíferos planctónicos del Cretácico terminal se extinguieron simultáneamente. Esto se vio cuando al intentar descifrar el acontecimiento del límite se tuvieron en cuenta el orden y tasa de extinción de las especies, para lo cual fue necesario identificar las especies sobrevivientes separándolas de las retrabajadas. Para la identificación de los

sobrevivientes, Keller (1988b, 1989) se basó en que son frecuentes, tienen una preservación similar a la fauna del Terciario inferior, y comparados con ejemplares de las mismas especies en sedimentos cretácicos, los sobrevivientes son más pequeños y tienen una marca isotópica del  $\delta^{13}\text{C}$  distinta. Este autor observó también que, excepto **Heterohelix globulosa** y **H. striata**, los sobrevivientes cretácicos no son comunes, tienen una morfología básica primitiva con cámaras globulares pequeñas (con arreglo uniserial como los globigerinélidos o hedbergélidos, biserial como los heterohelícidos y pseudotextuláridos, o triserial como **Guembelitra**), aberturas simples y pared poco ornamentada.

En El Kef, la mayor cantidad de extinciones comienzan unos 25cm debajo del límite litológico y geoquímico (anomalía de Iridio) y las últimas se registran cerca del techo de la Subzona Pla o en la parte temprana de la Subzona Plb. Análogamente en Brazos River, comienzan unos 15cm debajo de la no conformidad constituida por la base del depósito de tsunami cuyo techo se ubica según las secciones a unos 7 y 16cm debajo del límite Cretácico-Terciario (definido por la primera aparición de especies terciarias y por el segundo pico de la anomalía de Ir) y los últimos registros se extienden a través del Daniano inferior por la Subzona Plb.

e) No sólo las extinciones de los planctónicos cretácicos no ocurren simultáneamente en el límite, sino que parece haber una eliminación sistemática de grupos de especies con morfologías comunes sobre un largo período de tiempo. Según Keller (1988b) esto implica que durante ese período de tiempo hay una destrucción sucesiva de algunos nichos y que especies de cierta morfología fueron más tolerantes que otras a los cambios ambientales. Ejemplo de esto es la naturaleza secuencial de las extinciones en El Kef, donde a unos 25cm debajo del límite Cretácico-Terciario se extinguen los biserials y multiserials grandes y complejos (**Ventrilabella eggeri**, **Racemiguembelina fructicosa**, **Pseudotextularia carseyae**, **P. elegans**); luego en los 5cm debajo del límite se extinguen especies de globotruncánidos y globotruncanélidos (**Globotruncana trinidadensis**, **G. contusa**, **G. aegyptiaca**, **Globotruncanella havanensis**, **G. petaloidea**); luego en los primeros 5cm superiores al límite el mayor número de extinciones continúa sobre las morfologías afectadas previamente (**Globotruncana stuarti**, **G. falsostuarti**, **G. conica**, **G. fornicata**, **Racemiguembelina brazoensis**, **R. intermedia**, **R. powelli**) y sobre una nueva morfología, los rugoglobigerínidos (**Rugoglobigerina scotti**, **R. robusta**, **R. macrocephala**, **R. hantkeninoides**); luego en el intervalo entre los 5 y 10cm encima del límite desaparecen el resto de los rugoglobigerínidos (**Rugoglobigerina reicheli**, **R. rugosa**, **R. hexacamerata**), el último globotruncánido (**Globotruncana arca**) y es fuertemente afectado un nuevo grupo biserial de pseudotextuláridos y pseudoguembelínidos (**Pseudotextularia deformis**, **Pseudoguembelina punctulata**, **P. palpebra**, **P. kempensis**, **P. costata**). Contrastando con esto, pequeñas formas biserials de heterohelícidos declinan en abundancia a través del límite pero continúan presentes en el Terciario temprano para desaparecer en las Subzonas P0b y Pla, lo mismo que **Rugoglobigerina** sp. A (una forma pequeña y rugosa) que aparentemente sobrevive en el

Paleoceno. Resumiendo, en El Kef desaparecen tempranamente las formas biseriales a multiseriales complejas y grandes, luego los globotruncánidos y globotruncanéllidos (la mayoría relativamente raros en el Maestrichtiano superior de El Kef) y por último se extinguen algunos rugoglobigerínidos y especies de pseudotextuláridos (las primeras formas más robustas y comunes, y los Pseudotextuláridos más pequeñas y simples). Los heterohelícidos pequeños, globigerinéllidos, hedbergéllidos y guembelítridos parecen haberse adaptado mejor para la supervivencia. O sea que, según Keller (1988b), es obvio que las especies grandes desaparecen antes que las pequeñas lo mismo que las de morfologías complejas, de manera que en opinión de Keller (op. cit.) las formas grandes y complejas (altamente especializadas) no fueron capaces de adaptarse a los rápidos cambios ambientales y viceversa. Según Keller (1989), en Brazos River (Texas) los grupos morfológicos extintos por episodios son análogos a los de El Kef. En consecuencia, aunque siempre se creyó que las extinciones del límite Cretácico-Terciario ocurrieron demasiado rápido para que pudiese producirse una extinción selectiva, los estudios de la fauna de El Kef y Brazos River, demuestran que aún con cambios muy rápidos o catastróficos, se mantiene la selectividad de las extinciones. Según Keller (1988b) durante el Cretácico superior, cuando los nichos estaban totalmente divididos (como lo demuestra la alta diversidad) sus tolerancias ecológicas parecen haber obstaculizado el desarrollo de grandes poblaciones de especies individuales, pero luego de la destrucción del ecosistema del Cretácico terminal sus tolerancias ayudaron a su supervivencia.

f) Según Keller (1988b), en El Kef las extinciones pre-límite Cretácico-Terciario afectaron a los planctónicos de aguas más profundas, mientras que los que habitaban aguas menos profundas sobrevivieron más tiempo. Tal afirmación se basa en estudios isotópicos de oxígeno de algunos planctónicos de los trabajos de Boersma y Shackleton (1981) y Keller y Thierstein (datos no publicados), que indican que especies grandes y complejas, incluidos los globotruncánidos, viven en aguas relativamente profundas, mientras que rugoglobigerínidos y pseudotextuláridos son moradores de aguas superficiales. A partir de esta observación, Keller (op. cit.), entiende que antes del límite habrían ocurrido cambios en la estructura de la masa de agua, de la temperatura o de las condiciones químicas del agua subsuperficial. Esto se ve apoyado por investigaciones de Keller y Lindinger (en preparación), las que evidencian una convergencia de las tendencias de isótopos de oxígeno de las aguas superficiales y de fondo, que también fue observada en Isla Seymour y en los sitios 689 y 690 del ODP situados en la Elevación Maud en el Mar de Weddell (Barrera, com. personal a Keller). La convergencia, según explica Keller (1988b), se debe primeramente a los valores más negativos de los isótopos de O de los bentónicos y esto sugiere una afluencia de agua de fondo cálida y salina que podría haber afectado la circulación oceánica global. El probable incremento en la producción de agua salina fue postulado por Brass et al. (1982) para mares marginales en bajas latitudes, y en opinión de Peypouquet et al. (1986) y Keller (1988a) posiblemente habría sido impulsado por un descenso eustático del nivel del mar.

O sea que para Keller (1988b), el aumento de la salinidad y sus consecuencias químicas son responsables de las extinciones de especies antes del límite.

En Brazos River, según Keller (1989), antes del límite Cretácico-Terciario se observa un brusco descenso de la diversidad específica debido a la extinción de planctónicos tropicales-subtropicales, grandes y muy ornamentados, que según los datos de isótopos de O habrían habitado aguas más profundas; pero la disminución del número de individuos es pequeña. Ya que un 27% de las especies se extinguen antes del depósito de tsunami, y un 18% desaparecen en la base del mismo y podrían relacionarse a este acontecimiento o al hiatus estratigráfico originado por la erosión provocada durante la depositación del mismo, Keller (op. cit.) opina que estas extinciones pre-límite podrían deberse a una migración de los planctónicos a aguas más superficiales durante una etapa regresiva, o sea que los cambios ambientales provocaron la extinción de las especies menos tolerantes mientras las más tolerantes subsistieron.

g) En El Kef, la mayor cantidad de extinciones de especies cretácicas coincide con el acontecimiento del límite marcado por las anomalías de Ir y Os, con una dramática disminución del  $\text{Co}_3\text{Ca}$ , una caída de la productividad superficial y un máximo de C orgánico total. Las especies primeramente afectadas fueron los moradores de aguas superficiales (rugoglobigerínidos, pseudotextuláridos). Keller (1988b), opina que este acontecimiento parece no relacionado, pero sí sobreimpuesto, a la tendencia de condiciones ambientales adversas y extinciones que comenzaron en el Maestrichtiano tardío. Los cambios geoquímicos, geológicamente instantáneos, sugieren como causa acontecimientos catastróficos como el gran impacto de un cuerpo extraterrestre. Keller (1988b) cree que un sólo impacto no puede explicar el largo período de tiempo trascurrido hasta el comienzo de la recuperación del ecosistema (300.000 años), y que aunque en El Kef no se hallaron testimonios de un vulcanismo mayor o impactos múltiples, estos no pueden excluirse; pero considera más factible, que las extinciones del límite se deban al impacto de un meteorito seguido por un prolongado estrés ambiental quizás debido al desbaratamiento del régimen climático y fluctuaciones de  $\text{CO}_2$ .

Según los estudios de Keller (1989), a diferencia de lo registrado en El Kef, en Brazos River no se verificaron extinciones coincidentes con el límite Cretácico-Terciario y las especies dominantes en el Maestrichtiano más tardío continúan sin cambios esenciales a través del límite y de la zona P0. Luego en la zona P1a, por competencia del nicho con otras especies terciarias de morfología simple y/o cambios en la productividad testimoniados por la disminución de los isótopos estables de  $^{13}\text{C}$ , desaparecen todas las especies cretácicas excepto **Guembelitria cretacea**. Posteriormente, en la zona P1b, la última especie cretácica es reemplazada por **G. trifolia** y da origen a varias especies terciarias.

h) Los datos de El Kef muestran que el ecosistema no se empezó a recuperar hasta la Subzona P1b (primera aparición de **G. pseudobulloides**), unos 300.000 años después del límite. Antes de la recuperación, la fauna permaneció simple, primitiva y con baja



diversidad. Prevalcieron condiciones de bajo porcentaje de  $O_2$  en el piso oceánico y los isótopos estables de O y C indican ambiente altamente estresado con baja productividad superficial, temperaturas fluctuantes frías y bajo gradiente de temperatura entre el agua de fondo y la superficial (Keller y Lindinger, en preparación). La recuperación empieza en la Subzona Plb1, justo antes de la aparición de *G. pseudobulloides* (66,35Ma), es relativamente rápida, con un aumento en la sedimentación carbonática alcanzando niveles similares a los del pre-límite, y un mayor aumento de la productividad de agua superficial y de fondo (2%  $\delta^{13}C$ ). Sin embargo, la productividad se estabilizó con niveles más bajos que los del pre-límite Cretácico-Terciario.

Según Keller (1988b), igualmente quedan sin resolver por qué el ecosistema tardó tanto tiempo en recuperarse del shock del límite.

i) Siendo El Kef, la sección más expandida entre el límite Cretácico-Terciario y la Subzona Pla de *Globigerina eugubina*, Keller (1988b) también observó la evolución de la fauna luego del límite y reconoció dos pulsos de diversidad específica en la fauna del Daniano más temprano:

El primer pulso en la diversidad evolutiva se debe a *Guembelitra trifolia*, *Chiloguembelitra danica* y *Globigerina fringa* (especies terciarias más antiguas). Estas aparecen con seguridad a unos 2,7cm del límite, aproximadamente unos 7.000 años sobre el límite Cretácico-Terciario en la Subzona POa. *G. trifolia* y *Ch. danica* evolucionaron a partir de *G. cretacea*. Luego a unos 17-22cm, aproximadamente unos 20.000 años encima del límite, en la Subzona POB, aparecen *Woodringina hornerstownensis*, *Eoglobigerina edita*, *Globoconusa conusa* (taxón nominante de la subzona) y *Globorotalia archeocompressa*. Posteriormente, a unos 50cm del límite Cretácico-Terciario, en el inicio de la Subzona Pla, aparecen *G. eugubina* (taxón nominante de la subzona), *Eoglobigerina eobulloides* y *E. simplicissima*. A partir de allí la población permanece casi estable y el único aumento de la diversidad por evolución en la Subzona Pla, se debe a la aparición de *G. midwayensis* y *Eoglobigerina taurica*. Inmediatamente luego del inicio de este primer pulso evolutivo de la fauna daniana, se produjo la mayor extinción de especies cretácicas. Las características de esta época fueron: diversidad específica extremadamente baja, menos del 5% de  $CO_3Ca$  en los sedimentos, productividad muy baja (indicada por los bajos valores del  $\delta^{13}C$ ) y generalmente temperaturas fluctuantes frías. O sea que según Keller (op. cit.), en estas condiciones extremas evolucionaron especies muy pequeñas (ausencia de nutrientes?) y de morfología simple básicamente iguales a las de los sobrevivientes cretácicos (cámaras globulares con arreglo uniserial hasta quadriserial), aunque excepto en las biserials y multiseriales (D'Hondt y Keller, 1987), no se observan claras relaciones antecesor-descendente.

El segundo pulso en la diversidad evolutiva de la fauna daniana ocurre en la Subzona Plb de *Eoglobigerina* spp. Allí aparecen *Globorotalia pseudobulloides* y especies relacionadas como *G. moskvini* y *G. pseudobulloides subquadratus*, *Chiloguembelitra taurica*, *Globoconusa daubjergensis*, *Subottina triloculinoides* y *Globorotalia preaequa*, y se diversifica el grupo de *G.* (E.)

**taurica** (*E. tetragona*, *E. hemisphaerica*). Junto con este pulso de diversificación, se extinguen el resto de los sobrevivientes cretácicos y *G. eugubina*. Este pulso de diversificación ocurre bajo condiciones ambientales más favorables evidenciadas por un aumento de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  en los sedimentos (de magnitud similar al que se registra antes del límite), alta productividad marcada por el aumento del 2% del  $\delta^{13}\text{C}$ , temperatura más cálida y estable, aumento de la estratificación de la masa de agua, y aparición de conchillas de mayor tamaño y morfologías más complejas.

j) Para ver la reorganización de la población de El Kef, Keller (1988b), realizó análisis cuantitativos que revelaron tendencias en la dominancia de especies, claves para el conocimiento de la naturaleza de la asociación y de la estabilidad del ambiente. La autora realizó los análisis cuantitativos sobre fracciones de distintos tamaños y encontró que la de diámetro mayor a 63 micrones aportaba la mayor información sobre la evolución y reorganización de la fauna del límite Cretácico-Terciario. Los resultados que obtuvo fueron:

a) Entre las especies del Cretácico superior abundaban las formas pequeñas como heterohelícidos, pseudoguembelínidos y globigerinélidos y sus abundancias declinaban inmediatamente sobre el límite. Cuando observó la tendencia en la fracción mayor a los 150 micrones dominaba el mismo grupo excepto los globigerinélidos y halló una alta diversidad de especies de rugoglobigerinas y globotruncanas aunque representadas por escasos ejemplares.

b) La asociación del Terciario más temprano estaba compuesta por especies más pequeñas que los 150 micrones. Inmediatamente después del acontecimiento Cretácico-Terciario la fauna estaba dominada por *Guembelitria cretacea* acompañada por *Globoconusa conusa*. Luego la aparición e incremento de *G. eugubina* asociada con la disminución de *G. cretacea*, lleva a pensar a Keller en una competencia o destrucción del nicho. Posteriormente en la Subzona Pl<sub>a</sub> (*G. eugubina*) dominan *G. danica*, *G. conusa* y *G. eugubina*. Según Keller (1988b), el reemplazo sucesivo de especies sugiere que las condiciones ambientales fueron altamente inestables relacionadas a la baja productividad.

c) Luego en la Subzona Pl<sub>b</sub> ocurre el mayor cambio faunal y marca el recobramiento del ecosistema luego del acontecimiento del límite. Keller, opina que en este período ocurrieron cambios ambientales, ya que se registra un aumento de diversidad evolutiva y aparecen especies más grandes de 150 micrones, y que quizás el cambio más importante fue el aumento de la productividad de las aguas superficiales (indicada por el incremento del 2% en  $\delta^{13}\text{C}$  y de la sedimentación carbonática). Agrega además que, aunque el aumento de la sedimentación carbonática alcanzó los niveles que había antes del límite la productividad permaneció más baja, las relaciones de los isótopos de oxígeno indican temperaturas más estables pero frías, y que el aumento de la diversidad sería indicativo de una mayor estratificación de la masa de agua.

## 2d. Marco paleoceanográfico

### 1) Paleogeografía y Paleocirculación

Según Kennett (1982) durante el Paleoceno y el Eoceno las vías de circulación oceánica más importantes se habrían localizado en la región ecuatorial y a bajas latitudes, como la conexión entre los océanos Pacífico e Indico a través del norte de Australia, la comunicación entre los océanos Atlántico y Pacífico a través de la ruta marítima Medio Americana, y la conexión entre los océanos Atlántico Norte y Sur. Otros pasos, pero a medianas latitudes, serían las conexiones entre los océanos Atlántico e Indico, una en el hemisferio sur al sur de Africa y la otra en el hemisferio norte a través del Tetis.

El océano Pacífico, por su historia tectónica, difiere mucho de los demás océanos; es un caso particular porque está completamente rodeado por márgenes activos relacionados con fosas y mares marginales que actúan y actuaron como trampas para los sedimentos terrígenos, de manera que enormes áreas de la cuenca sólo tuvieron una sedimentación pelágica normal integrada por material biogénico y pequeñas cantidades de sedimentos transportados por el viento. Como consecuencia, su historia sedimentaria está poco influida por cuencas locales y registra fenómenos globales que afectaron a los océanos como un conjunto. También debe tenerse en cuenta que su historia sedimentaria se destruye continuamente en los bordes de subducción y es por esto que siendo el océano más antiguo no hay buenos registros anteriores a los del Mesozoico medio. Sin embargo, a pesar de que los demás océanos crecieron a expensas de la reducción del océano Pacífico, Kennett (1982) opina que fue originalmente tan inmenso que conservó mucho de su configuración original y en consecuencia sus diseños de circulación no cambiaron tan drásticamente como ocurrió con los océanos más jóvenes ya que por más de 200Ma. tuvo una circulación oceánica abierta, caracterizada por grandes giros tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur. La figura 1 muestra los cambios de circulación superficial del océano Pacífico como consecuencia de los cambios en la configuración de los continentes con el tiempo propuestos por van Andel (1979). Obsérvese que en el esquema propuesto para el Paleoceno (60Ma.) de la figura anterior, si bien no existe un flujo superficial que comunique a los océanos Pacífico y Atlántico a través del sur de América del Sur, van Andel (op. cit.) no considera la posibilidad de que América y Antártida estuvieran unidas.

La figura 2, muestra el modelo de circulación de agua superficial propuesto por Haq (1981) para el Eoceno medio (45Ma.). En tiempos previos al Eoceno medio, la situación oceanográfica en altas latitudes del hemisferio sur habría sido distinta a la de la figura anterior, ya que durante el Cretácico superior y Paleoceno, Australia estaba unida a la Antártida (Weissel y Hayes, 1972) y a pesar de la posición polar de la Antártida no existía una glaciación significativa. Luego durante el Eoceno inferior tardío y el Eoceno medio (aproximadamente 53Ma.), Australia comenzó a derivar hacia el norte y empezó a formarse un océano, pero para ese tiempo el flujo circum-Antártico fue bloqueado por masas

continentales asociadas a la elevación Tasmania Sur y a Tasmania (Kennett, 1982).

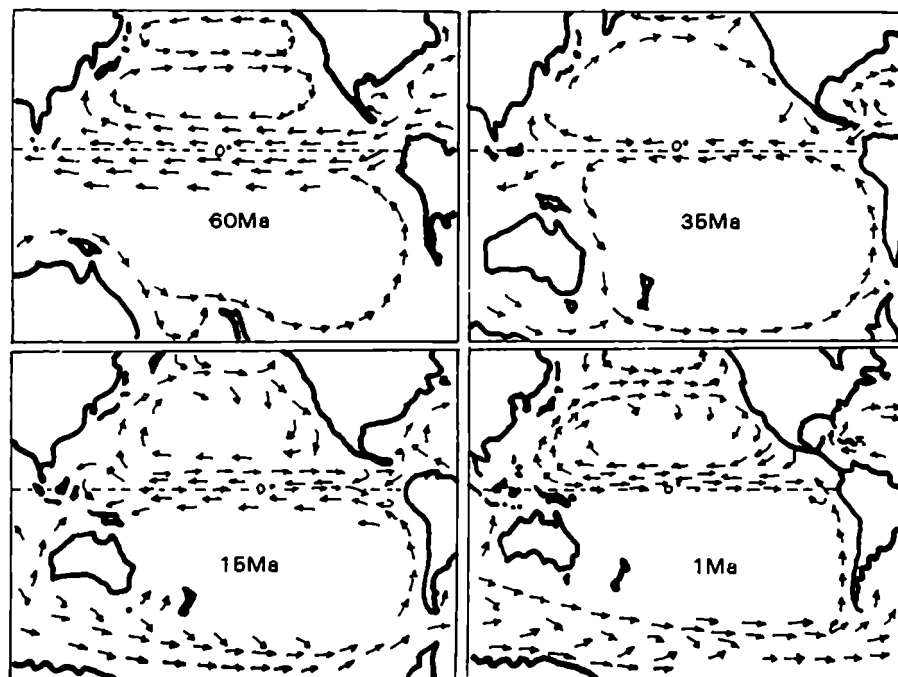


Fig. 1: Configuración de los continentes y circulación superficial del océano Pacífico a los 60Ma, 35Ma, 15Ma y 1Ma, según van Andel (1979).

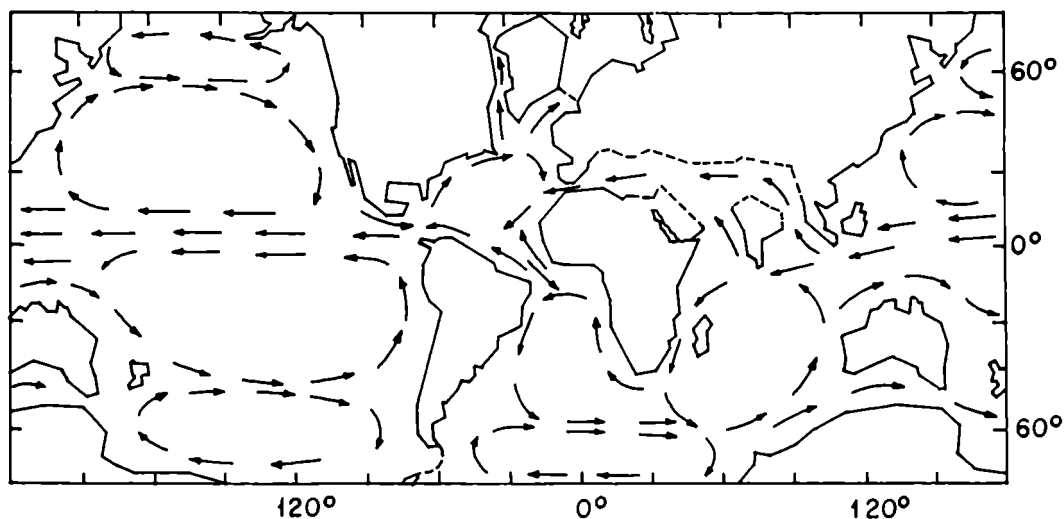


Fig. 2: Modelo de circulación para el Eoceno medio, propuesto por Haq (1981)

La figura 3 reproducida de Kennett (1978), es una reconstrucción paleogeográfica del océano austral para el límite

Cretácico-Terciario (65Ma.), que muestra a Australia y Antártida unidas en un único continente y, a diferencia del modelo de van Andel (1979), tiene el extremo austral de América del Sur unido a Antártida en lo que hoy ocupa el Pasaje de Drake. La figura 4, también de Kennett (*op. cit.*) es una reconstrucción del océano austral con un modelo de circulación de agua de fondo para el Eoceno inferior.

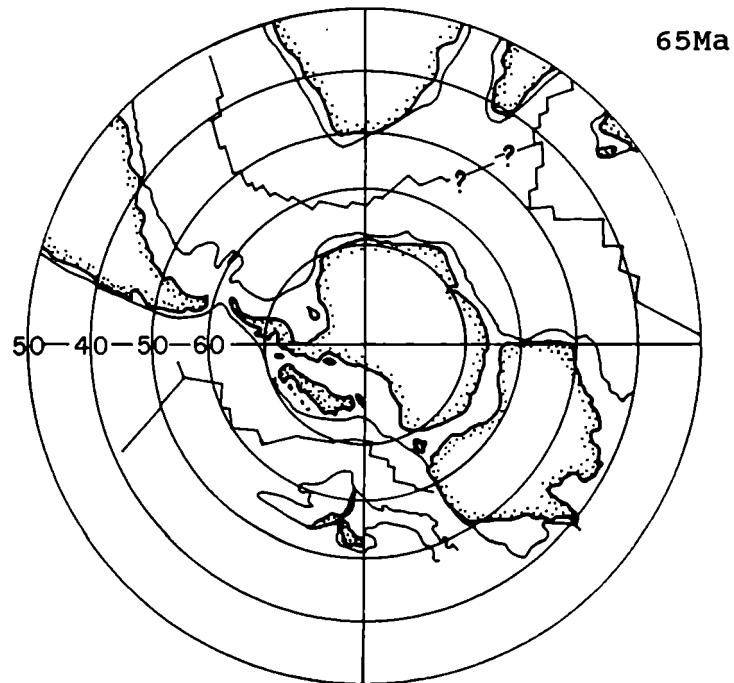


Fig. 3: Reconstrucción paleogeográfica del océano Austral para el límite Cretácico-Terciario, según Kennett (1978).

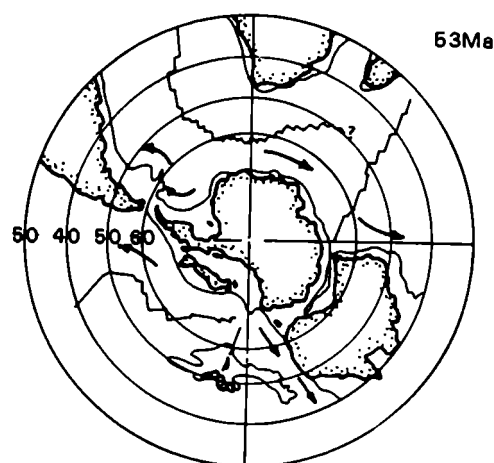


Fig. 4: Modelo de circulación del agua de fondo del océano Austral para el Eoceno temprano, según Kennett (1978).

Con respecto al océano Atlántico, Berggren y Hollister (1977) opinan que la conexión entre los océanos Atlántico Norte y Sur ocurrió en el Turoniano y que en esa época había un buen desarrollo del flujo superficial por lo que desaparecieron las condiciones de estancamiento previas; sin embargo la Elevación Río Grande y la Dorsal Walvis impedían la circulación del agua de fondo. En opinión de Berggren y Hollister (1977) y Kennett (1982), durante el Campaniano-Maestrichtiano, a medida que estas barreras sufrían subsidencia se fue estableciendo una parcial circulación profunda entre las cuencas del Atlántico y entre el Atlántico Norte y Sur. Según van Andel et al. (1977) esta circulación profunda durante el Campaniano-Maestrichtiano entre los océanos Atlántico Norte y Sur, se habría establecido por varios pasos cuya profundidad era mayor a los 4 km. Berggren y Hollister (op. cit.) consideran que la Elevación Río Grande, a través de la cual el Agua Antártica de Fondo es normalmente transportada a la cuenca del Atlántico Norte, fue "rota" en el Eoceno medio, aunque menciona que la presencia de grandes foraminíferos tropicales de aguas poco profundas y edad oligocena temprana, hallados en turbiditas cuaternarias sobre el flanco de la elevación, indicarían que la Elevación Río Grande habría tenido un relieve considerable hasta hace por lo menos unos 35Ma. Las figuras 5 y 6 muestran los modelos de circulación de agua superficial y profunda del océano Atlántico Sur para el Turoniano-Campaniano medio y para el Eoceno, y son una reproducción de McCoy y Zimmerman (1977).

Un modelo de circulación más cercano al área de estudio es el de Ciesielski et al. (1977). Estos investigadores basándose en la distribución paleogeográfica propuesta por Barker et al. (1977), donde América del Sur y Antártida están unidas por un istmo "estrecho", y en las diferencias paleoecológicas de las asociaciones planctónicas faunísticas y florísticas halladas en los sedimentos cretácicos a ambos lados del Banco Maurice Ewing, opinan que el Escudo de Malvinas sirvió de barrera entre dos masas de agua, una al norte y la otra al sur del escudo, y que durante el Campaniano-Maestrichtiano habrían existido dos sistemas de corrientes, la del norte, más cálida, sería el giro Sud Atlántico (indicada en los sedimentos de corona del crucero Islas Orcadas 07-75-44, con un alto contenido orgánico), y la del sur, más fría, cuyo registro son sedimentos que muestran una alta productividad de sílice biogénica hallados en el sitio 327 del DSDP y que según los citados autores tendrían un origen relacionado a fenómenos de surgencia. Las diferencias biológicas más conspicuas halladas por Ciesielski et al. (op. cit.) y Ciesielski y Wise (1977) sobre el Banco Maurice Ewing son: la fuerte reducción hacia el sudoeste del número de ejemplares del foraminífero **Globotruncana arca** y la substitución en la misma dirección del cocolito tropical **Biscutum constans** (más común al norte del banco) por las especies de agua más fría **B. magnum** y **B. coronum**. Los autores interpretan que estos fuertes cambios no pudieron ser el resultado de un gradiente normal de temperaturas; por el contrario consideran que se debieron a la confluencia de dos masas de agua. La figura 7 muestra los dos sistemas de corrientes propuestos por Ciesielski et al. (op. cit.) confluyendo hacia el Escudo de Malvinas que actuaría como una barrera topográfica.

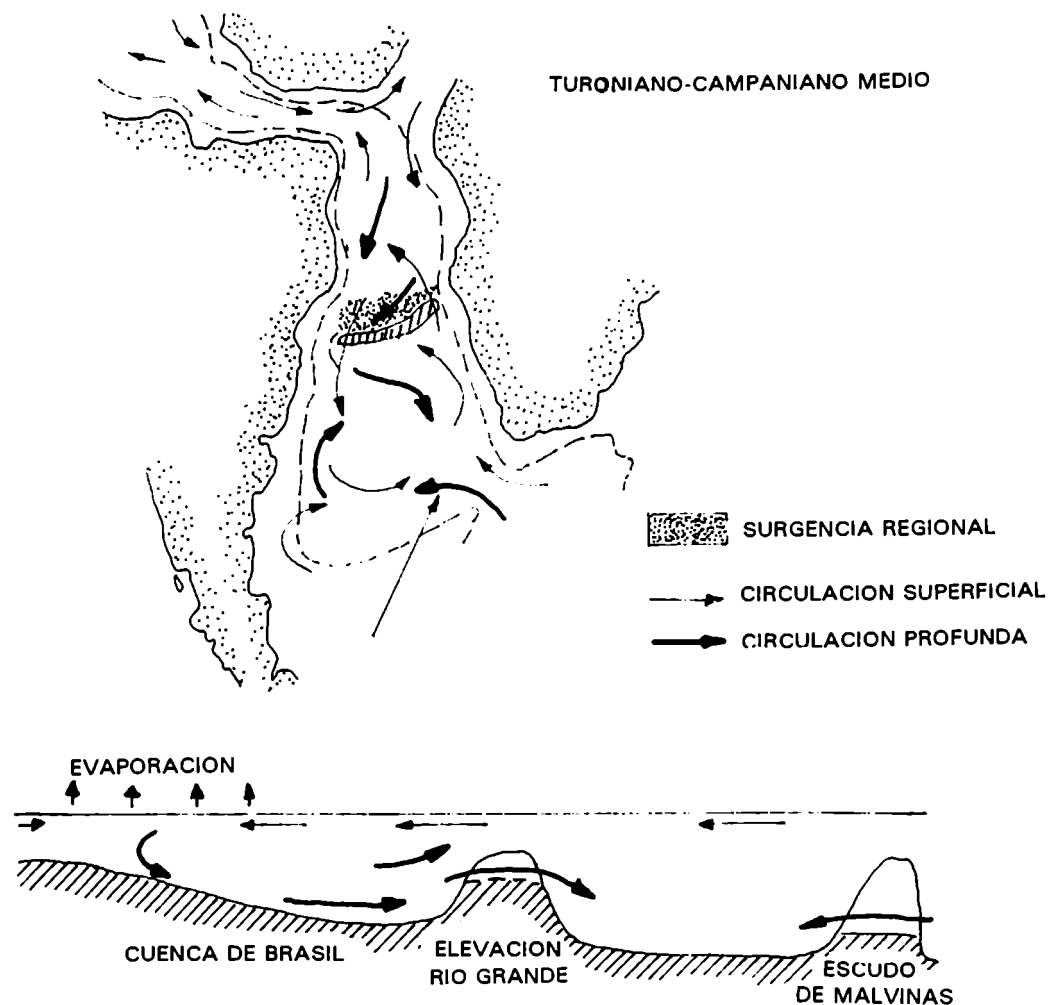


Fig. 5: Modelo de circulación del océano Atlántico Sur para el Turoniano-Campaniano medio, según McCoy y Zimmerman (1977).

Respecto de la circulación durante el Cretácico terminal en la zona Circum-Antártica, la mayoría de los investigadores consideran que estaba regida por el hundimiento de agua densa en las altas latitudes. Este concepto está basado en que las temperaturas del agua superficial Circum-Antártica registradas por nanoplancton calcáreo son similares a las del agua de fondo registradas en la misma zona por foraminíferos bentónicos de mar profundo.

En rasgos generales, Kennett (1982) opinó que el Paleógeno (65-23Ma.) representa un período de condiciones intermedias entre el Mesozoico superior, con una circulación predominantemente latitudinal de agua cálida y un gradiente vertical de temperatura muy pequeño (por el cual la densidad de las aguas oceánicas habría estado más controlada por salinidad que por diferencias de temperatura), y el Neógeno, con una circulación de agua fría

predominantemente meridional y termohalina.

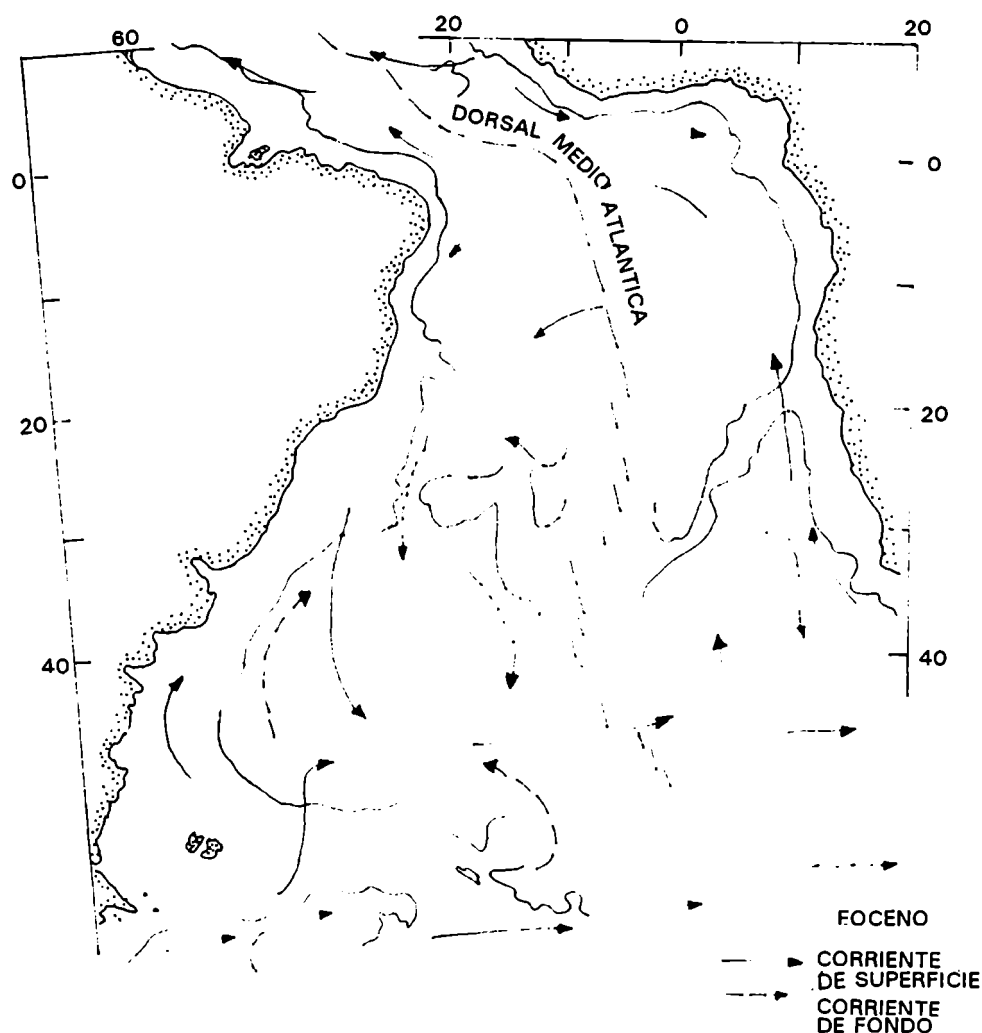


Fig. 6: Modelo de circulación del océano Atlántico Sur para el Eoceno, según McCoy y Zimmerman (1977).

Recientemente, a partir de los estudios isotópicos de oxígeno de foraminíferos provenientes de los pozos 689B y 690B del ODP, ubicados en la Elevación Maud (Antártida) y de la conversión de estos datos en paleotemperaturas teniendo en cuenta los efectos de la salinidad, Kennett y Stott (1990), dan a conocer un modelo de la estructura y circulación de las masas de agua en el Paleógeno muy distinto a los modelos citados anteriormente. Su validez, y por lo tanto el abandono de modelos anteriores, dependerá de su comprobación en otras regiones del océano. Actualmente, los procesos formadores de masas de agua profundas y frías en la Antártida son el resultado del congelamiento que ocurre en esas latitudes. Existen numerosas pruebas que testimonian que en el pasado las temperaturas polares fueron mucho más cálidas que las actuales y que no siempre existieron plataformas heladas; en consecuencia la formación de las masas de agua debió ser muy distinta a la actual. Kennett y Stott (*op. cit.*) basándose en que: a) los registros isotópicos de  $\delta O$  de los foraminíferos del Eoceno



medio (46Ma) y la mayor parte del Paleógeno de los Sitios 690B y 690B (donde no hay testimonios de una diagénesis diferencial) indican que las aguas profundas del Sitio 690B tuvieron temperaturas más cálidas que las aguas profundas del Sitio 689B de ambiente más somero, y b) que durante el Eoceno de ambos sitios hubo una disminución del gradiente del  $\delta^{18}\text{O}$  de bentónicos y planctónicos (por disminución progresiva del  $\delta^{18}\text{O}$  de los foraminíferos bentónicos en relación a los planctónicos) con una reversión del gradiente en el Sitio 690B, consideran que durante el Eoceno y quizás el Paleoceno habría predominado la circulación halotermal con dos masas de agua, una profunda salina y cálida que se habría originado en latitudes medias a bajas, probablemente en la región del Tetis (con plataformas someras extensas propicias para la formación de agua con alta salinidad por procesos de evaporación), y otra suprayacente a la anterior, más fría y formada en altas latitudes. Otra reversión del gradiente isotópico en el Oligoceno temprano a medio, es interpretada por Kennett y Stott (op. cit.) como el resultado del desplazamiento hacia arriba del agua profunda cálida y salina por el desarrollo de agua de fondo, densa y fría. Según estos autores en el Oligoceno la circulación era en parte halotermal y en parte termohalina y había tres masas o capas de agua, una inferior de agua de fondo fría y densa formada en la Antártida, una intermedia de agua profunda salina y cálida, y suprayaciendo a la anterior el agua intermedia fría formada en regiones polares.

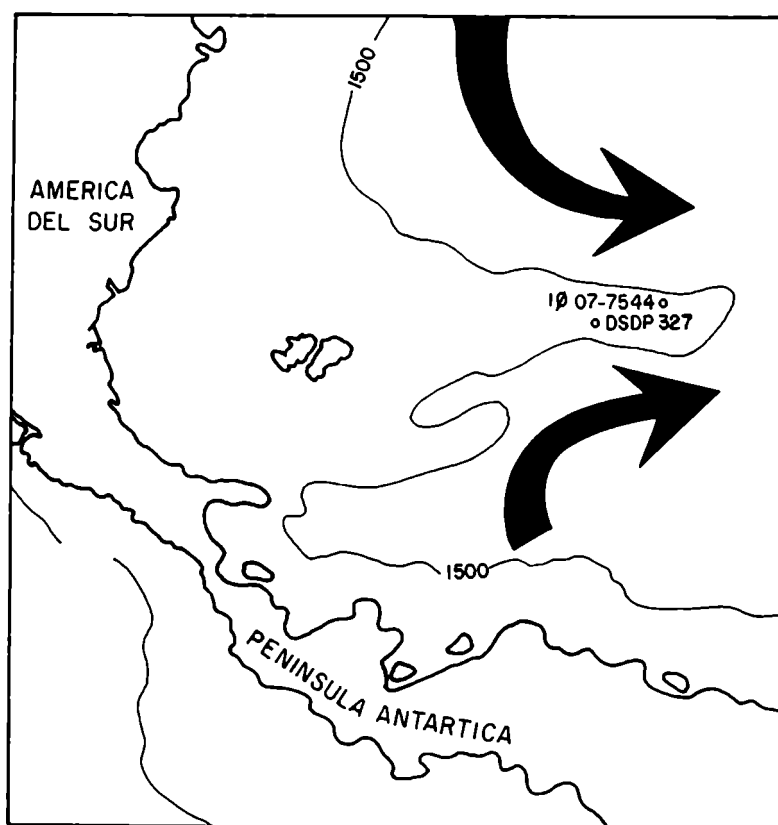


Fig. 7: Sistema de corrientes para el Campaniano-Maestrictiano en la región del Escudo de Malvinas, propuesto por Ciesielski et al. (1977).

## 2) Paleotemperatura

Cambios en los microfósiles oceánicos (Haq y Lohmann, 1976) y en la vegetación terrestre (Wolfe, 1978), indican que durante el Paleoceno al Eoceno las condiciones paleoclimáticas no fueron estables y existieron intervalos fríos y cálidos.

En forma global, hasta el año 1990 en que se realizaron estudios isotópicos monogenéricos de planctónicos y bentónicos provenientes de perforaciones de la Elevación Maud (Mar de Weddell, Antártida), se registraba un importante enfriamiento durante el Paleoceno medio seguido de un calentamiento durante el Paleoceno superior con un pico durante el Eoceno inferior al Eoceno medio (53-49Ma.). Según observó Haq et al. (1977) y posteriormente se corroboró con los estudios de la Elevación Maud, el intervalo Paleoceno tardío a Eoceno temprano-Eoceno medio inferior, habría sido el más cálido de todo el Cenozoico, y como señala Kennett (1982) coincidió con una transgresión indicada por Vail et al. (1977) por lo que la diversidad de microfósiles durante ese período fue particularmente alta.

Estudios más recientes de isótopos estables de nanoplancton calcáreo y foraminíferos bentónicos y planctónicos del Cretácico tardío-Cenozoico del Leg 113 del ODP, dan un panorama preciso sobre el desarrollo climático, criosférico, biogeográfico y oceanográfico de la región del mar de Weddell.

El material recuperado de los Sitios 689B y 690C de la Elevación Maud, según Stott y Kennett (1990b), muestra que unos 500.000 años antes de la anomalía de iridio y del evento de extinción que marca el límite Cretácico-Terciario (66,4Ma) y por un corto intervalo, hubo un cambio climático significativo marcado por la disminución del  $\delta^{18}\text{O}$  del nanoplancton calcáreo y de los foraminíferos planctónicos y bentónicos, que refleja un calentamiento uniforme de toda la columna de agua (valores isotópicos de O de **Globigerinelloides multispinatus** indican que la temperatura del agua superficial era de 10°C a los 66,7Ma y llegó a unos 12°C a los 66,6Ma y la fracción fina alcanzó una temperatura de 14-15°C a los 66,72Ma; por su parte los valores de **Nuttallides** indican que la temperatura del agua intermedia era de aproximadamente 7°C a los 66,7M y aumentó a unos 9°C a los 66,6Ma). Según Kennett y Barker (1990) los distintos valores isotópicos de O y C sugieren la existencia de una termoclina estacional bien desarrollada y la alta estacionalidad de las aguas superficiales cercanas a la Antártida y probablemente también en el continente Antártico. Según Stott y Kennett (1990b), si los valores de planctónicos y bentónicos son interpretados en función de la profundidad del habitat este calentamiento no afectó la estructura y espesor de la termoclina, y, si los valores isotópicos reflejan distintos ciclos de vida estacionales, el calentamiento uniforme de cada especie planctónica y bentónica podría ser interpretado como un ciclo uniforme de calentamiento o sea que cada estación tuvo aproximadamente el mismo calentamiento. Barrera et al. (1987) y Barrera y Huber (1990) sugirieron que durante el Cretácico tardío las amplias plataformas continentales de la Antártida probablemente dieron origen al agua profunda del

Atlántico Sur; sin embargo Kennett y Barker (op. cit.), consideran que los datos isotópicos de la Elevación Maud son poco claros para tal afirmación, ya que por un lado las temperaturas isotópicas de bentónicos resultaron más frías en el Sitio somero 689 que en el profundo 690, pero por otro las temperaturas isotópicas de planctónicos fueron más frías en el Sitio 689 y ambos sitios por su cercanía no deberían registrar distintas temperaturas del agua superficial. Según Robert y Maillot (1990), la dominancia de esmectita entre los minerales arcillosos del Maestrichtiano de la Elevación Maud es un argumento a favor de la existencia de un clima continental templado con una fuerte hidrólisis producto de la alternancia de estaciones húmedas y secas.

Posteriormente, aproximadamente unos 200.000 años antes del límite y hasta unos 100.000 años luego del límite (entre los 66,6Ma y 66,3Ma), los resultados de estudios isotópicos sobre foraminíferos de los mismos sitios muestran un aumento del  $\delta^{18}\text{O}$ , que según Stott y Kennett (op. cit.) refleja un enfriamiento de la columna de agua. Entre los 66,6 y 66,4Ma los valores isotópicos de nanoplancton calcáreo, *G. multispinatus* y *Abathomphalus mayaroensis* indican que la temperatura del agua superficial disminuyó de 14°C a 10°C; en cambio *Heterohelix globulosa* registra un enfriamiento menor de sólo 1°-2°C; por su parte los valores de los bentónicos indican que la temperatura de las aguas intermedias no disminuyó más de 1,5°C. Según Stott y Kennett (1990b) el enfriamiento del agua superficial del Cretácico terminal parece ser un evento climático de extensión global ya que también se registra en bajas latitudes. En la Elevación Maud los distintos valores de temperaturas de los diferentes taxones planctónicos tiende a ser convergente entre los 66,7Ma y los 66,4Ma. Stott y Kennett (op. cit.) creen que esta convergencia pudo ser producto de una reducción del espesor de la termoclina estacional o de una mayor surgencia; pero consideran que la última posibilidad puede descartarse ya que si la surgencia hubiera aumentado, aguas profundas ricas en nutrientes habrían alcanzado la superficie y se debería registrar una disminución de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en los planctónicos y una reducción del gradiente del  $\delta^{13}\text{C}$  con la profundidad; en cambio la reducción del espesor de la termoclina estacional podría ser una respuesta a las bajas temperaturas de la superficie del mar o a cambios diferenciales en los contrastes de temperaturas estacionales (temperaturas de verano más frías y temperaturas de inviernos constantes). Cambios en la termoclina estacional, pueden haber tenido un efecto significativo en el sistema trófico Antártico, sin embargo el estudio de las asociaciones fósiles anteriores al límite Cretácico-Terciario realizado por Thomas (1990) y Pospichal y Wise (1990a), permitió a estos autores opinar que los cambios de la biota no estuvieron relacionados con las tendencias de los valores isotópicos. Kennett y Barker (1990) opinan que el enfriamiento que antecedió el límite Cretácico-Paleoceno, no pudo causar por sí mismo las extinciones en masa; en cambio, si los eventos de calentamiento y enfriamiento fueron globales, los cambios ambientales sufridos por la biota marina y terrestre pueden haber propiciado las extinciones, pero la extinción y mortalidad en masa habría sido el resultado de eventos catastróficos superpuestos. En el Paleoceno más temprano entre 66,4 y 66,3Ma, los valores de *Eoglobigerina fringa* y

nanoplancton calcáreo continúan mostrando un aumento del  $\delta^{18}\text{O}$  y por lo tanto continuó la disminución de la temperatura. Kennett y Barker (1990) opinan que los valores de temperatura del agua superficial en los 100.000 años que siguen al evento del límite, de aproximadamente 9-10°C en la Elevación Maud y de unos 12°C en el Pacífico Tropical (dato de Zachos et al., 1989), parecerían indicar un gradiente polar-tropical en la superficie de sólo unos 3°C; pero que si la salinidad del agua superficial tropical fue más alta el gradiente debe haber sido mayor. Respecto de la semejanza de las temperaturas del agua superficial en regiones antárticas y en el Sitio 527 situado en latitudes medias del Atlántico Sur (dato de Shackleton et al., 1984), Kennett y Barker (1990) opinan que se deben a la existencia de una amplia provincia oceanográfica y a la influencia de corrientes de límite occidental cálido en el Mar de Weddell. Según Kennett y Barker (op. cit.), el nanoplancton calcáreo parece indicar que la Elevación Maud fue parte de esa provincia con una masa de agua superficial cálida que se extendió por lo menos hasta el Escudo de Malvinas, pero el florecimiento de asociaciones de nanofósiles más cálidos en la Elevación Río Grande sugiere la existencia de un gradiente de temperatura meridional.

El evento de disminución de la temperatura antes del límite Cretácico-Terciario, fue previamente registrado en otras zonas. Por ejemplo:

a) Sobre la base de valores isotópicos de O del nanoplancton calcáreo de la secuencia del testigo 55-26 del crucero Eltain, situado en la zona subantártica del margen continental australiano (36° 41' S y 112° 22' O), Margolis et al. (1977) indicaron la presencia de un corto período de enfriamiento del agua superficial, inmediatamente debajo del contacto Cretácico superior-Paleoceno superior.

b) Según Margolis et al. (1977), las paleotemperaturas del Pacífico Norte y de la región Circum-Antártica muestran un patrón similar, con una disminución de la temperatura del agua de fondo en el Maestrichtiano tardío.

c) Margolis et al. (1977), sobre la base de datos de Saito y van Donk (1974), Douglas y Savin (1975), y Savin (1977), indicaron que las temperaturas isotópicas del agua de fondo y de superficie del Atlántico Sur y del Pacífico Norte tuvieron un descenso de pocos grados en el Maestrichtiano inferior y medio.

Volviendo al área de la Elevación Maud, a los 63Ma en la parte media del Paleoceno, los registros isotópicos de O de los planctónicos indican un aumento de la temperatura del agua superficial. Según Kennett y Stott (1990), este aumento representa el comienzo de una tendencia global de calentamiento que tuvo su clímax en el Eoceno temprano y continuó en el Eoceno medio temprano. Kennett y Barker (1990), sobre la base de la presencia de discoastéridos y esfenolitos y de los valores de isótopos de O, opinan que durante el Paleoceno superior las condiciones eran templado cálidas a subtropicales frías, y que a pesar que los foraminíferos planctónicos y el nanoplancton calcáreo formaron asociaciones dominadas por taxones de altas latitudes y aguas frías, el nanoplancton incluye poco diversos pero abundantes grupos de discoastéridos y esfenolitos indicadores

de aguas superficiales cálidas (según Pospichal y Wise, 1990b). Kennett y Barker (op. cit.) opinan que los gradientes entre varios foraminíferos planctónicos y bentónicos del Paleoceno superior testimonian la existencia de una termoclina definida. Por su parte, Robert y Mailliot (1990) sobre la base de la presencia de caolinita en un 5% en el Paleoceno más temprano hasta un pico del 20% en el límite Paleoceno-Eoceno, opinan que durante ese período hubo un aumento de la humedad y las precipitaciones. Luego, a partir del límite Paleoceno-Eoceno (57,5Ma) y durante unos 200.000 años, los foraminíferos planctónicos de la Elevación Maud registran un pico de disminución del  $\delta^{18}O$ . Según Stott y Kennett (1990a), la presencia de **Morozovella** en el límite Paleoceno-Eoceno, género característico de bajas latitudes, testimonia el importante calentamiento de las aguas superficiales. Stott et al. (1990) creen que hubo un calentamiento de toda la columna de agua, ya que, las temperaturas isotópicas de los planctónicos muestran un aumento de aproximadamente 5° a 7°C de manera que la temperatura del agua superficial habría alcanzado valores de 18° a 20°C, y los bentónicos también registran un aumento que redujo el gradiente de temperatura entre superficie y profundidad. Stott et al. (op. cit.), consideran que el gradiente de temperatura meridional en la superficie también se redujo ya que los valores de temperaturas isotópicas de los planctónicos en la Elevación Maud son muy similares a los del Pacífico tropical publicados por Miller et al. (1987). Aparentemente según Kennett y Barker (1990) la reducción del gradiente meridional de temperatura está asociada a una disminución del tamaño de grano de los sedimentos eólicos en el Pacífico tropical, y según Stott et al. (1990), la disminución del tamaño de grano se debió a una disminución de la fuerza del viento.

Esta tendencia hacia temperaturas más altas fue anteriormente mencionada en otras zonas. Por ejemplo:

a) Margolis et al. (1977), a partir de los registros isotópicos de O del nanoplancton calcáreo del testigo 55-26 del crucero Eltain, indicaron un significativo aumento de la temperatura del agua superficial durante el Paleoceno superior-Eoceno inferior.

b) Según Margolis et al. (1977), luego del enfriamiento del Maestrichtiano tardío, la temperatura del agua de fondo del Pacífico Norte y de la región Circum-Antártica tuvo un calentamiento de alrededor de 5°C. Margolis et al. (op. cit.) consideran que la duración de esta tendencia fue distinta en ambos océanos, hasta el Eoceno medio en el Pacífico Norte y hasta la parte media del Eoceno temprano en la región Circum-Antártica.

c) Según Shackleton y Kennett (1975) la región subantártica durante el Paleoceno habría tenido una temperatura del agua superficial de aproximadamente 18°C y las aguas profundas también habrían tenido una temperatura alta, cercana a los 16°C alrededor de los 1000m de profundidad. Shackleton y Kennett (op. cit.), consideraron la posibilidad de que la alta temperatura del agua profunda hubiese sido consecuencia de la alta temperatura del agua superficial adyacente a la Antártida; pero como se vio en el ítem "Paleogeografía y Paleocirculación", Kennett y Stott (1990) opinan que es probable que durante parte del Paleoceno, la estructura y circulación de las masas de agua hayan sido análogas a las del

modelo que estos autores proponen para el Eoceno, explícitamente, que el agua profunda haya sido cálida y salina por haberse originado en latitudes medias y bajas, probablemente en el Tetis.

Los anteriores son datos generales de distintos océanos o propios de la zona del Mar de Weddell. Con referencia al océano Atlántico, Boersma y Premoli Silva (1983), basándose en la zonación de foraminíferos planctónicos paleocenos de Berggren (1972) y Hardenbol y Berggren (1978), y en los registros isotópicos de O y C medidos por ellos mismos y por Boersma *et al.* (1979) en foraminíferos de varios sitios del DSDP, presentaron un panorama de las paleotemperaturas para el Paleoceno. Para ello, Boersma y Premoli Silva (*op. cit.*), tabularon los valores de oxígeno isotópico para 20 especies de foraminíferos planctónicos en todos los lugares donde fueron encontrados, desde altas a bajas latitudes y en tiempos cálidos y fríos, y luego de convertir esos valores en temperaturas estimadas según el método de Epstein *et al.* (1953), recopilaron los rangos de temperatura ocupados por cada especie de acuerdo con la posición latitudinal. La figura 8 es una reproducción de la figura de texto 12 de Boersma y Premoli Silva (1983) y muestra las fluctuaciones en los valores de las temperaturas cercanas a la superficie a través del tiempo para varios sitios del Atlántico. Por ejemplo en el Sitio 356 (margen de Brasil) se observa que, durante el Paleoceno más temprano (Zona de **Planorotalites eugubina**) la temperatura de superficie fue cálida cercana a los 24°C, luego hacia el final de esta zona la temperatura decreció a aproximadamente 21°C, posteriormente durante las Zonas P1a-c prevalecieron estos valores más fríos para luego aumentar hasta unos 25°C en la Zona P1d, posteriormente en la Zona P2 hubo un descenso hasta valores cercanos a los 22°C seguido de un aumento que alcanzó los 24°C en la Zona P3a, el resto de la Zona P3 fue un poco más fría con temperaturas del orden de los 21°C y por último en el Paleoceno tardío en la Zona P4 la recristalización fue demasiado intensa como para que las mediciones tengan valor. Según Boersma y Premoli Silva (*op. cit.*) y como puede observarse en la figura 8, las fluctuaciones de temperatura superficial en otros sitios muestran una tendencia similar. Con referencia a los registros de temperaturas isotópicas de latitudes medias y altas del Atlántico Sur, Boersma y Premoli Silva (*op. cit.*) indicaron que, en los sitios 357 y 21 de la Elevación Río Grande las temperaturas fueron más frías que en el vecino Sitio 356, que estas diferencias fueron mayores en el Paleoceno tardío en el comienzo de la Zona P3, y que durante ese tiempo las temperaturas superficiales en la Elevación Río Grande y en el Escudo de Malvinas fueron similares (aproximadamente 17°C a 18°C), mientras que en el Escudo Agulhas fueron inferiores (13°C a 14°C).

Según Boersma y Premoli Silva (1983), un análisis del gradiente meridional de temperatura durante el Paleoceno del océano Atlántico muestra que: 1) Durante el Paleoceno el gradiente era muy bajo comparado con el actual; 2) Comparando los gradientes de los océanos Atlántico Norte y Sur, el Atlántico Sur tuvo un mayor gradiente meridional; y 3) Existió un fuerte gradiente W-E con las temperaturas más frías hacia el este en latitudes medias

del Atlántico Sur (hecho observado además por Shackleton y Boersma, 1981).

Boersma y Premoli Silva (op. cit.) también se ocuparon del gradiente vertical de temperaturas del océano Atlántico, opinaron que, si como indicaron Boersma y Shackleton (1977), en el Paleoceno la temperatura del agua de fondo fue uniforme y alta en relación con la actual (valores estimados para el Paleoceno en profundidades de 1000m a 3500m muestran variaciones del orden de 1° a 2°C con la latitud y de 2° a 3°C según el tiempo), entonces los gradientes en la columna de agua deben ser el reflejo de variaciones de la temperatura del agua cercana a la superficie. La figura 9, reproducida de la figura de texto 13 de Boersma y Premoli Silva (op. cit.), muestra las fluctuaciones según el tiempo del gradiente vertical de paleotemperaturas en distintos sitios del Atlántico. Según señalan estos autores y como puede observarse en la figura 9, durante la Zona de **P. eugubina** la mayor diferencia de temperaturas entre el agua de fondo y el agua superficial, de valor cercano a los 10°C, fue registrada en el Sitio 356, en tanto que los gradientes más pequeños sucedieron en el Escudo Agulhas (3°C en sitios de profundidades similares al Sitio 356). Durante la Zona P1, Boersma y Premoli Silva (op. cit.) indicaron que en latitudes medias el gradiente vertical fue más bajo que en la zona anterior y de valores más cercanos a los del Escudo Agulhas; y opinan que esto se debió a una expansión de un gran volumen de agua oceánica fría y a la reducción de la capa de agua cálida en bajas latitudes, y que luego en la Zona P1d el aumento de la temperatura cercana a la superficie provocó un aumento del gradiente. Luego durante la Zona P2 hubo un gran aumento de gradientes que según estos autores se debió a un enfriamiento del agua de fondo junto con pequeños cambios en los valores de temperatura cercanos a la superficie. Como puede observarse en la figura 9 en latitudes medias del Atlántico Sur oriental, desde la Zona P2 hasta el final del Paleoceno los gradientes fueron más bajos que en los sitios del oeste; y como muestra la figura 8 esto fue causado por las menores temperaturas de superficie en el lado oriental. Durante la parte más joven de la Zona P3a hubo un aumento suave de la temperatura de fondo que acompañado de un gran aumento de las temperaturas cercanas a la superficie, dieron como resultado un abrupto gradiente vertical. Los amplios gradientes verticales continúan durante el resto de la Zona P3, pero los investigadores antes mencionados opinan que en la última parte de esta zona, ellos fueron el resultado del enfriamiento en superficie y en profundidad. Luego durante la Zona P4, registraron valores similares a los que había en los tiempos de la Zona P3b, señalando que la Elevación Río Grande se caracterizó por poseer bajos gradientes verticales al mismo tiempo que en el Escudo Agulhas tuvo sus mayores gradientes. Por último en el intervalo de la Zona P5, los gradientes térmicos verticales en latitudes medias variaron entre los 5° y 7°C.

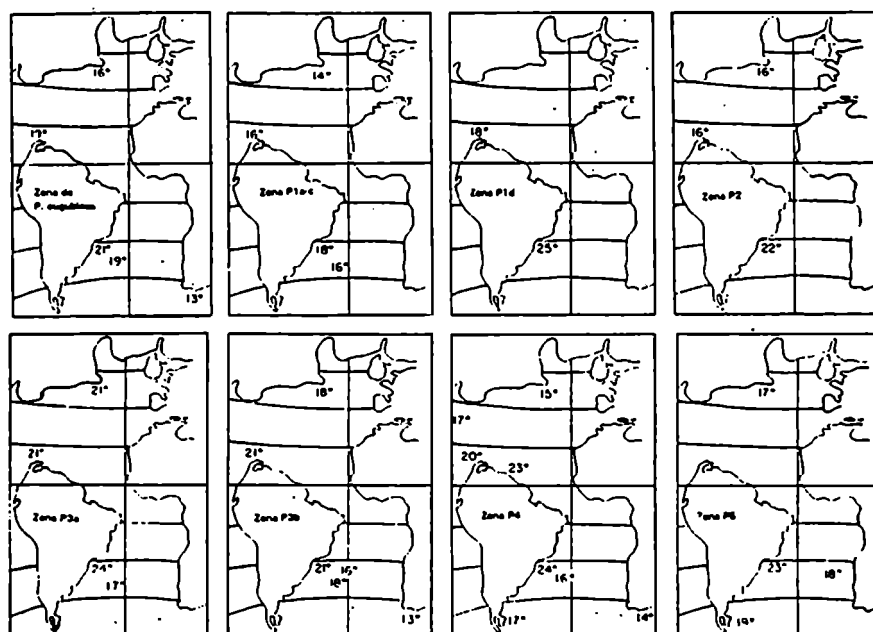


Fig. 8: Fluctuación de los valores de temperatura del agua superficial a través del tiempo para varios sitios del océano Atlántico. Reproducida de Boersma y Premoli Silva (1983).

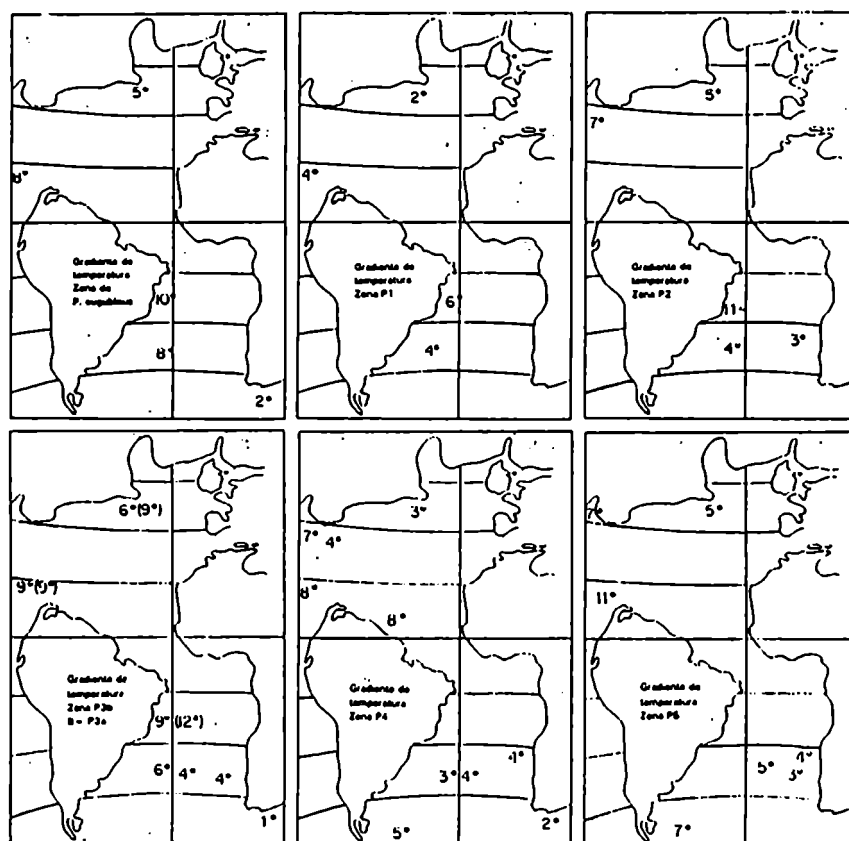


Fig. 9: Fluctuación en el tiempo del gradiente vertical de paleotemperaturas en varios sitios del océano Atlántico. Reproducida de Boersma y Premoli Silva (1983).



### 3) Características de los sedimentos del límite Cretácico-Terciario

La crisis biótica del límite Cretácico-Terciario generalmente está acompañada por cambios en las características de los sedimentos, presencia de arcillas y la existencia de hiatos en la mayoría de las secciones. Estos hiatos representan períodos de no deposición biogénica, aumento en la disolución de carbonatos o erosión debida a la intensificación de la circulación de agua profunda (Kennett, 1982).

En la zona del Escudo de Malvinas, Wise et al. (1982) indican que durante el Campaniano-Maestrichtiano la sedimentación era pelágica normal y que la conservación excepcionalmente buena de los microfósiles calcáreos se debió a la baja posición de la línea de compensación de carbonato de calcio (LCCC), combinada con una tasa moderadamente alta de sedimentación de arcillas y sílice biogénica. Esta espesa secuencia se halla coronada por un substrato duro (hardground) y una discordancia erosiva que marca el fin de la sedimentación carbonática; según Wise et al. (op. cit.) las corrientes debieron ser intensas ya que los palinomorfos indican la ausencia de sedimentos del Daniano. Continúa el Paleoceno tardío y durante ese tiempo la LCCC debió tener una posición elevada ya que en los primeros 30m de esta secuencia en el Sitio 327A no se hallaron nanofósiles. Esta posición de la LCCC parece ser local ya que en el Sitio 323 del DSDP ubicado en el Mar de Bellinshausen sobre el lado pacífico del istmo que unía a América del Sur y Antártida, hay carbonatos que fueron depositados en forma intermitente durante el Daniano. Volviendo a la zona del Escudo de Malvinas, la secuencia del Paleoceno tardío continúa con arcillas zeolíticas oscuras que contienen un 10-46% de componentes terrestres con esporas, granos de polen y tracheidos. Más hacia arriba en la sección hay fangos de diatomeas y luego se encuentran coccolitos; según Wise et al. (op. cit.) los coccolitos fueron depositados cuando la LCCC descendió a aproximadamente 2500m (dato estimado asumiendo que el escudo tendría en aquel entonces una profundidad de agua similar a la actual). Los microfósiles calcáreos del Sitio 327 se hallan pobremente preservados debido a su proximidad con la LCCC, y la conservación es mejor en el Sitio 329 ubicado sobre la parte alta del escudo. Luego durante el Paleoceno más alto y Eoceno temprano los valores de carbonato alcanzan un pico para luego declinar hasta valores cercanos a 0% en el Eoceno tardío. El resto de la secuencia condensada eocena está compuesta por arcillas zeolíticas del Eoceno medio y fangos de diatomeas del Eoceno tardío, ambos sedimentos tienen escasos microfósiles calcáreos por lo que Wise et al. (op. cit.) opinan que durante esa época la LCCC fluctuó entre valores poco profundos de aproximadamente 1500 a 2500m. Luego durante el Oligoceno registrado en el Sitio 329, la LCCC tuvo una posición profunda y hay depósitos carbonáticos.

Harris y Sliter (en Barker et al., 1977), basándose en datos publicados sobre las velocidades de onda en el basamento, opinan que la cuenca Magallánica y la Artesa de Malvinas parecen ser dos cuencas distintas, aunque probablemente tengan el mismo relleno

sedimentario. Existen dos posibilidades que explicarían la proveniencia de las arcillas ricas en montmorillonita y zeolitas que quedaron entrampadas por debajo de la LCCC en la cuenca Externa de Malvinas, estas son a partir de la Cordillera de los Andes y/o de la Cordillera Antártica Oriental.

Sin embargo hacia el oeste de los sitios mencionados, en el área actual de la Plataforma Continental Argentina y en la cuenca Austral las condiciones fueron distintas y de mares someros. Según Russo et al. (1980) en el Aptiano-Albiano el mar cubrió toda la cuenca y la única zona positiva de aporte de sedimentos era el Nesocratón del Deseado. Luego en el Cretácico superior el retroceso hacia el sur de las aguas quedó registrado en los depósitos continentales que engranan lateralmente con bancos marinos, al mismo tiempo en el ámbito cordillerano comenzaba a elevarse una zona positiva que según Russo et al. (op. cit.) habría sido el primer esbozo de la actual Cordillera Patagónico-Fueguina. A comienzos del Terciario, hubo un avance del mar sobre el continente. Según Russo et al. (op. cit.) este mar habría sido poco profundo y de aguas templadas a frías. Su extensión, menor que la del mar cretácico, quedó registrada en las Formaciones Cerro Dorotea, Río Turbio, Calafate, Man Aike y Campo Bola. Todas estas unidades son marinas con intercalaciones continentales hacia el oeste, pierden espesor hacia el este, sentido en el que también desaparecen los términos más antiguos y disminuyen la frecuencia y tamaño de los componentes sefíticos. Russo et al. (op. cit.) opinan que al mismo tiempo que sucedió esta transgresión, el Nesocratón del Deseado y la masa cordillerana sufrieron un ascenso y que la masa cordillerana habría sido el principal área de aporte de material de estas formaciones.

Otra diferencia dentro de la misma cuenca es que en la provincia de Santa Cruz aparentemente no se hallaron indicios de discordancias, mientras que los investigadores coinciden en que en Tierra del Fuego la Formación Río Bueno apoya mediante discordancia angular sobre las rocas marinas maestrichtianas de la Formación Leticia. En particular, en el área del yacimiento de Río Turbio no existen diferencias litológicas notables ya que la Formación Cerro Cazador culmina con areniscas medianas a finas con fósiles marinos que alternan con niveles arcillosos con insignificantes restos de tallitos y raíces, y la Formación Cerro Dorotea comienza con arcillas carbonosas seguidas de areniscas gruesas. De existir una discordancia esta debería situarse en las areniscas finas con fósiles marinos con que continúa la Formación Cerro Dorotea, pero la sedimentación parece haber sido continua en un ambiente litoral. Hacia el lado atlántico de la cuenca, en la perforación SC-1, en las areniscas y pelitas glauconíticas del tramo maestrichtiano-daniano, el único cambio notable es la participación de material piroclástico en el tramo daniano.

### **3. MICROPALAEONTOLOGIA**

#### **3a. Micropaleontología de las perforaciones**

Las especies de foraminíferos hallados y su posición en cada perforación se indican en los cuadros de distribución de especies. La posición de las perforaciones se indica en 1d (material estudiado) y en el mapa n° 1.

El tramo 810-610m del pozo Polux x-1 comprende muestras de inyección tomadas cada 10 metros; se asigna al Turoniano-Paleoceno superior con un hiatus que abarca por lo menos al Paleoceno inferior, y está constituido por un 90% de muestras fértiles, un 5% de muestras estériles (correspondiente a la muestra 630m) y un 5% de fertilidad o esterilidad incierta debido a la ausencia de la muestra 760m.

El intervalo 1250-840m del pozo Cruz x-1 comprende muestras de inyección tomadas cada 10 metros; se asigna al Albiano-Maestrichtiano y probable Paleoceno superior, y está constituido en su totalidad por muestras fértiles. En el tramo 1250-910m se obtuvieron facies análogas a las del pozo Polux x-1; fueron investigadas en forma expeditiva y por lo tanto no se confeccionó el cuadro de distribución de especies. En el tramo 900-840m se halló una facies de escasos foraminíferos aglutinados, en su mayoría indeterminables por su mala conservación, pero el registro de **Rzehakina** motivó la realización del estudio monográfico del género.

En el Daniano-Paleoceno superior de las perforaciones T-137 y T-136, se registraron respectivamente un 36,59% y 19,23% de metros estériles, un 30,7% y un 30,21% de metros fértiles, y un 32,71% y 50,56% de metros cuya esterilidad o fertilidad es incierta y se debe a la ausencia de muestras. En lugar del porcentaje de muestras se toma el porcentaje de metros de las perforaciones porque las distancias entre muestras son variables dependiendo del material disponible.

Con referencia al tramo daniano de la perforación SC-1, se trabajó con la microfauna depositada en la colección de la Secretaría de Minería proveniente de testigos del tramo 682-687m.

#### **3b. Micropaleontología de superficie**

Se investigó la presencia de foraminíferos en alrededor de 38 muestras de la Formación Cerro Dorotea, en 36 muestras de la Formación Calafate y en 15 muestras de la Formación Río Claro. Los porcentajes de muestras fértiles respectivos equivalen al 21,05%, 8,33% y 6,66%. La ubicación de los perfiles se encuentra en el ítem 1d (material estudiado) y en los mapas n°1 y 2; la posición de las muestras puede observarse tanto en la representación columnar de los perfiles estratigráficos como en las descripciones litológicas de los mismos.

Las representaciones columnares y descripciones de los

perfiles se basan en trabajos previos de detalle con la adición de observaciones propias. El perfil "Arroyo 25 de Mayo" se basa en los trabajos de la Comisión Geológica N°2 de YPF, el perfil "Filo de la Mina" en los trabajos YCF-ENADIMSA del año 1983 realizados por O. Cabrera y A. Zúñiga, y el perfil "Río Turbio" en la tesis de licenciatura de L. A. Buatois (1987, m.s.). El análisis petrográfico de grano suelto de algunas de las muestras extraídas para el estudio micropaleontológico, fue realizado por la Lic. Adelma Bayarsky. Se utiliza el adjetivo "estéril" para indicar las muestras que no proveyeron microfauna.

1) Perfil "Arroyo 25 de Mayo", zona de Lago Argentino, Santa Cruz

FORMACION CALAFATE

21,0m

Cubierto

7,5m (Punto de control 8)

Arenisca oliva pálida; consolidada; fractura lajosa irregular; mediana, moderada selección, subangulosa; lítico-cuarzosa, glauconítica; entrecruzamientos de bajo ángulo, planar, set de 30cm; flaser; superficies de óndulas; estratocreciente; bioturbada; en el techo mediana a gruesa.

Muestra 1: estéril.

1,7m

Arenisca oliva pálida; consolidada; fractura irregular; mediana; en la base con conglomerado fino; plano transicional; masiva; niveles irregulares calcáreos; remata con arenisca fina; bioturbada.

7,7m

Arenisca oliva pálida; consolidada; fractura irregular; fina; moderada selección; estratificación entrecruzada, planar tabular, set de 30cm; bioturbaciones horizontales; flaser, superficies de óndulas; hacia el techo aumenta el tamaño del set; a 4m de la base se encuentran 2m bioturbados.

Muestra 2: brindó un ejemplar de **Repmanina corona** (Cushman y Jarvis). Muestra 3: arenisca muy fina, muy alterada, consolidada, con material aglutinante arcilloso, cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda; estéril.

7,5m

Arenisca oliva pálida; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; moderada selección; megaóndulas; bioturbaciones horizontales; restos de **Trigonia** sp. en el techo.

Muestra 4: arenisca muy fina, alterada, consolidada, calcárea, con cuarzo, plagioclasa, opacos, hornblenda y zircón; estéril.

3,5m (Punto de control 9)

Arenisca castaño oliva clara; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; granos subredondeados; masiva; bioturbada; con restos de bivalvos.

Muestra 5: arenisca muy fina, alterada, consolidada, material aglutinante arcilloso, contiene cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita, piroxenos y restos orgánicos calcáreos; estéril.

1,5m

Arenisca oliva pálida; consolidada; fractura irregular; fina; megaóndulas; bioturbada.

Muestra 6: arenisca mediana, alterada, material aglutinante arcilloso, contiene magnetita, cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita y clorita?; estéril.

15,0m

Cubierto

27,0m (Punto de control 10)

Arenisca oliva pálida; consolidada; fractura irregular; fina; megaóndulas de 2m; bioturbada; niveles concrecionales.

Muestra 7: arenisca muy fina, consolidada, con abundante cuarzo equidimensional redondeado y subredondeado, plagioclasa frecuente, glauconita muy escasa; estéril. Muestra 8: petrográficamente similar a la anterior, frecuente material calcáreo; fértil, con 25 ejemplares de **Haplophragmoides** sp. 5751 y 1 ejemplar de **Repmanina corona** (Cushman y Jarvis).

25,0m

Arenisca castaño oliva clara; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; subredondeado; masiva; bioturbada; semicubierta.

Muestra 9: arenisca muy fina, consolidada, con abundante cuarzo redondeado y subredondeado, frecuente plagioclasa, y escasa glaucoita; estéril. Muestra 10: arenisca fina a mediana, alterada, calcárea, con material aglutinante arcilloso, cuarzo, plagioclasa, hornblenda, piroxenos y muy escasa glauconita; estéril.

1,6m (Punto de control 11)

Conglomerado castaño oliva claro; muy consolidado; fractura irregular; en la base grueso a muy grueso; matrix arena gruesa a mediana; mala selección; redondeado; pórfidos, cuarzo, metamorfita, toba, clastos de 6cm; plano transicional; artesas escala grande; megaóndulas; gradación inversa.

Muestra 11: arenisca conglomerádica, muy alterada, consolidada, con material aglutinante calcáreo, cuarzo, plagioclasa y hornblenda; estéril.

5,0m

Arenisca oliva pálida; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; plano neto; entrecruzamiento de bajo ángulo, planar, set de 30cm; flaser; capas de fangos, superficies de ondulitas; bioturbaciones horizontales.

Muestra 12: arenisca fina, alterada, consolidada, con material aglutinante arcilloso, plagioclasa, cuarzo, hornblenda y opacos; fértil, contiene 1 ejemplar de **Ammodiscus tenuissimus** Gumbel. Muestra 13: arcilla alterada, con fracción arenosa muy fina, contiene muy escasa glauconita castaño verdosa; estéril. Muestra 14: arenisca conglomerádica, consolidada, calcárea, con plagioclasa, cuarzo, hornblenda, opacos y muy escasa glauconita;

estéril. Muestra 15: arenisca fina con material aglutinante arcilloso, contiene venas calcáreas, plagioclasa, cuarzo, hornblenda, opacos y escasa glauconita; estéril.

1,0m

Arenisca conglomerádica; oliva clara; consolidada; fractura irregular; mala selección; subredondeado; plano neto erosivo; ostreidos.

Muestra 16: arenisca fina, con cuarzo, plagioclasa, opacos y hornblenda; estéril. Muestra 17: arenisca conglomerádica, alterada, con restos de bivalvos; estéril.

0,4m

Arenisca conglomerádica; oliva clara; consolidada; fractura irregular; en la base grava fina; mala selección; subredondeado; estratificación ondulante; gradación normal; hacia el techo limolita con laminación ondulante.

Muestra 18: arenisca muy fina, alterada, consolidada, material aglutinante arcilloso, con plagioclasa, cuarzo y muy escasa glauconita; estéril.

1,2m

Arenisca conglomerádica; oliva clara; consolidada; fractura irregular; mala selección; subredondeado; plano neto; gradación inversa.

Muestras 19 y 20: muy alteradas, material aglutinante arcilloso, contienen plagioclasa, cuarzo y muy escasa glauconita, la muestra 20 contiene calcita muy escasa; estériles.

0,6m

Arenisca castaño oliva clara; consolidada; fractura irregular; mediana a gruesa; en la base bancos delgados de caliza con laminación ondulante; lateralmente entrecruzamientos de gran escala; flaser; cada set limitado por caliza.

Muestra 21: arcilla alterada, muy compacta; estéril. Muestra 22: arenisca mediana a gruesa, muy alterada, con plagioclasa, cuarzo y opacos; estéril.

5,5m

Ortoconglomerado castaño oliva claro; consolidado; fractura irregular; grueso; mala selección; subredondeado; cemento calcáreo; artesas escala grande, megaóndulas; flaser.

Muestra 23: arenisca conglomerádica, muy alterada, muy consolidada, con material aglutinante arcilloso, plagioclasa, cuarzo, calcita y hornblenda; estéril. Muestra 24: arenisca mediana, alterada, muy consolidada, con plagioclasa, cuarzo, calcita, fragmentos de rocas volcánicas, muy escasos vidrio y glauconita; estéril.

2,0m

Ortoconglomerado castaño oliva claro; consolidado; fractura irregular; grueso; mala selección; clastos subredondeados; cemento calcáreo; artesas escala grande, megaóndulas; flaser.

Muestra 25: conglomerado mediano, clastos redondeados, material aglutinante arcilloso y calcáreo; estéril.

12,0m

Arenisca gris verdosa oscura; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; estratificación sigmoidal; arenisca en bancos de 14cm con estratificación ondulante, con limolitas intercaladas de 4cm de espesor componiendo el cuerpo sigmoidal; gradación inversa.

Muestra 26: arenisca muy fina, muy alterada, con abundante fracción arcillosa; estéril.

6,0m

Arenisca oliva pálido; consolidada; fractura irregular; gruesa; masiva; bioturbada.

Muestra 27: arenisca muy fina y alterada, con frecuentes cristales de hornblenda; estéril.

19,5m

Arenisca gris verdosa oscura; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; estratificación sigmoidal; arenisca en bancos de 14cm con estratificación ondulante, con limolitas intercaladas de 4cm de espesor componiendo el cuerpo sigmoidal; gradación inversa.

Muestra 28: arenisca muy fina, alterada, contiene frecuentes cristales de hornblenda; estéril.

4,0m

Arenisca conglomerádica castaño oliva clara; consolidada; fractura irregular; mala selección; subredondeada; bioclástica; plano neto; artesas escala grande, megaóndulas; gradación positiva.

Muestra 29: estéril.

2,0m

Arenisca conglomerádica castaño oliva clara; consolidada; fractura irregular; mala selección; clastos subredondeados; bioclástica; plano neto; artesas escala grande, megaóndulas; gradación positiva.

Muestra 30: arenisca mediana y gruesa, calcárea, con cuarzo, plagioclasa, hornblenda y restos de bivalvos; estéril.

1,0m

Arenisca y limolita, gris verdosa oscura; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; estratificación sigmoidal; arenisca en bancos de 14cm con estratificación ondulante, con limolitas intercaladas de 4cm de espesor componiendo el cuerpo sigmoidal; gradación inversa; bioturbación horizontal y vertical.

0,5m

Arenisca conglomerádica oliva clara; consolidada; fractura irregular; mala selección; clastos subredondeados; plano neto.

6,0m

Arenisca castaño oliva clara; consolidada; fractura irregular; gruesa; mala selección; clastos subredondeados; megaóndulas; gradación positiva; bioturbación; valvas rotas.

Muestra 31: arenisca mediana, alterada, contiene glauconita muy escasa; estéril.

3,0m

Arenisca gris verdosa oscura; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; estratificación sigmoidal.  
Muestra 32: estéril.

10,0m

Cubierto (Punto de control 12)

3,0m

Conglomerado oliva claro; consolidado; fractura irregular; fino; lumachella con ostreídos.

Muestra 33: arenisca mediana, alterada, con muy escasa glauconita y abundantes conchillas; estéril.

1,0m

Arenisca amarillo moderada; consolidada; fractura irregular; fina a mediana; buena selección; clastos subredondeados; compuesta por cuarzo, feldespato y líticos; masiva.

Muestra 34: arenisca con material aglutinante arcilloso, abundantes restos orgánicos y nódulos calcáreos, plagioclasa, opacos, hornblenda, biotita, piroxenos y zircón; estéril.

1,5m

Conglomerado amarillo moderado; consolidado; fractura irregular; muy grueso; redondeado; compuesto por líticos, esquistos, cuarzo y toba, con clastos de 15cm; cemento calcáreo; plano neto; restos de valvas.

Muestra 35: arenisca conglomerádica calcárea, muy alterada, consolidada, material aglutinante arenoso, clastos medianos redondeados, pobre selección, contiene cuarzo, plagioclasa y abundantes restos calcáreos; estéril.

1,0m

Caliza coquinoidea compuesta por turritélidos y restos de bivalvos subordinados. Techo cubierto.

Muestra 36: estéril.

Mediante un contacto cubierto, continúan hacia arriba areniscas finas glauconíticas que probablemente correspondan a la F. Man Aike.

## 2) Perfil "Filo de la Mina", zona de Río Turbio, Santa Cruz

### FORMACION CERRO DOROTEA

30m

Arcilitas abigarradas, grises, gris pardas, verdosas y negruzcas; duras; fractura concooidal; intercalan arcillas carbonosas con venillas de carbón y restos de vegetales mal conservados.

Muestra A38: estéril.

15m

Conglomerado poligénico, pardo claro; mediano; rodados subredondeados; cemento arenisco bien compactado de coloración



gris parda; rodados de pórfidos, cuarzo, tobas y cuarcitas, en menor proporción granitos, andesitas y rocas básicas; intercalan areniscas verde claras con estratificación entrecruzada; contiene troncos silicificados.

Muestra A37: estéril.

5,0m

Arcilita gris; finamente estratificada.

4,0m

Arenisca pardo rojiza; friable; grano fino; con intercalaciones de arcillas; contiene moldes de bivalvos.

8,0m

Arenisca pardo rojiza; friable; grano fino.

1,5m

Arenisca parda; friable; grano fino a grueso; estratificación paralela; localmente presenta clastos tamaño grava; contiene escasos restos vegetales carbonizados.

30m

Arenisca pardo rojiza; friable; grano muy fino; intercalaciones arcillosas; estratificación paralela y localmente entrecruzada; contiene abundantes fósiles marinos, principalmente bivalvos y gastrópodos.

Muestra A36: estéril.

30m

Arenisca gris amarillenta; bien consolidada; grano fino a grueso, granocreciente; estratificación paralela.

32m

Arenisca pardo clara y amarillenta; friable; grano medio a grueso; estratificación plana o entrecruzada según zonas; intercalan algunas lentes conglomerádicas.

Muestra A35: estéril.

40m

Arenisca gruesa a conglomerádica, gris amarillenta a gris verdosa; contiene escasos restos de vegetales mal conservados y carbonizados.

24m

Arenisca gris verdosa clara a parda; grano medio a grueso; hacia la parte media contiene un nivel con moldes de bivalvos.

10m

Arenisca gris verdosa; grano medio a grueso.

0,40m

Conglomerado pardo amarillento; mediano.

2,0m

Arenisca verdosa; grano mediano a grueso; estratificación oblicua; contiene troncos carbonizados.

- 1,55m  
Arenisca verdosa; grano mediano a grueso; estratificación paralela.
- 2,20m  
Conglomerado; contiene restos de troncos carbonizados.
- 3,00m  
Arenisca conglomerádica; granodecreciente; estratificación entrecruzada, tabular, planar.
- 2,30m  
Arenisca gruesa; estratificación entrecruzada, tabular, planar.
- 2,20m  
Arcilita gris; plástica; con restos de vegetales carbonizados en la base.
- 3,0m  
Arenisca gris verdosa; grano grueso a conglomerádica; contiene escasas venillas de carbón.
- 17m  
Arcilitas grises, pardo grisáceas y verdosas; con algunos niveles areniscos; contiene venillas de carbón y restos de vegetales carbonizados.
- 5,0m  
Conglomerado polimíctico; rodados subredondeados; cemento arcilloso.
- 5,0m  
Arenisca pardo verdosa; grano mediano a grueso; contiene restos de vegetales carbonizados.
- 18m  
Arenisca gris verdosa; grano fino a mediano; intercalan tres niveles fosilíferos marinos.
- 5,5m  
Arenisca con finas intercalaciones arcillosas; contiene venillas de carbón y restos de vegetales carbonizados.
- 30m  
Arenisca verde clara; grano grueso a fino, granodecreciente; estratificación paralela.
- 6,0m  
Arenisca arcillosa verde clara, alterna con bancos duros de arenisca verde.
- 15m  
Arenisca pardo grisácea; grano mediano a grueso; intercalan algunos niveles conglomerádicos.

- 2,0m  
Arcilitas pardas y grises; culminan con arcilla carbonosa.
- 4,0m  
Arenisca pardo amarillenta; grano medio a grueso.
- 5,0m  
Arcilla carbonosa; con vetitas irregulares y lenticulares de carbón.
- 17,5m  
Arcilitas y arcilitas arenosas que pasan hacia arriba a areniscas de grano fino; color gris; contienen restos de vegetales carbonizados.  
Muestras A34, A33 y A32: estériles.
- 2,95m  
Alternancia de areniscas y arcilitas gris verdosas; contienen venillas de carbón.
- 2,4m  
Alternancia de areniscas y arcillas, colores claros, amarillentas, grises y verdosas; friables; contienen niveles de fauna fósil marina.  
Muestra A31: estéril.
- 9,2m  
Arenisca pardo rojiza a gris verdosa; contiene escasas intercalaciones de arcilla y varios niveles de fauna fósil marina.  
Muestra A30: estéril.
- 1,8m  
Arcilitas grises y pardo amarillentas; estratificación paralela.  
Muestra A29: estéril.
- 7,5m  
Arenisca parda a gris verdosa; grano fino a grueso; estratificación paralela.  
Muestra A28: estéril.
- 14,3m  
Arenisca parda a gris verdosa; grano fino a grueso según tramos; estratificación oblicua; contiene restos de vegetales carbonizados.  
Muestra A27: estéril.
- 11,6m  
Arenisca pardo rojiza a gris verdosa; grano fino a grueso; estratificación paralela; contiene varios niveles con abundante fauna fósil marina.  
Muestra A26: estéril.
- 2,8m  
Conglomerado con restos de vegetales carbonizados y fauna fósil marina.

Muestra A25: estéril.

18,0m

Arenisca verdosa oscura; grano fino a mediano; masiva?.  
Muestras A24 y A23: estériles.

22,4m

Arenisca verdosa oscura; grano fino a mediano; estratificación entrecruzada, tabular, planar; contiene concreciones pardo rojizas con restos fósiles marinos y varios niveles de lumachellas.

Muestras A22 y A21: estériles.

7,7m

Arcilita y arenisca pardas; grano fino con predominio de arcilla.

Muestra A20: estéril.

2,4m

Alternancia de arcilitas y areniscas pardas; con abundante fauna fósil marina.

Muestra A19: estéril.

5,5m

Arcilita gris parda y parda; finamente estratificada; con moldes de valvas.

2,7m

Alternancia de arcillas y areniscas; con abundante fauna fósil marina.

Muestra A18: contiene 2 dientes.

11m

Arenisca verdosa; grano fino y muy fino; laminada; hacia el techo contiene moldes de fauna fósil marina.

Muestra A17: estéril. Muestra A16: fértil, contiene 27 ejemplares de **Buliminella isabelleana** Camacho forma **procera** Huber, 6 ejemplares de **Lenticulina rotulata** (Lamarck), 5 ejemplares de **Anomalinoidea perthensis** (Parr), 1 ejemplar de **Alabamina** sp. 1885, 1 ejemplar de **Nonionella ovata** Brotzen y 3 lenticulinas fragmentadas indeterminables. Muestra A15: estéril.

5,5m

Arenisca verde clara; grano fino; contiene concreciones pardo rojizas a violáceas con abundantes fósiles marinos (banco fosilífero).

Muestra A14: estéril. Muestra A13: fértil, brindó 1 ejemplar de **Lagenoglandulina** sp. indeterminable. Muestra A12: fértil, contiene 17 ejemplares de **Anomalina perthensis** (Parr), 6 ejemplares de **Nonionella ovata** Brotzen, 4 ejemplares de **Cibicidina praecursoria** (Schwager), 2 ejemplares de **Alabamina** sp. 1885, 1 ejemplar de **Quinqueloculina** sp. 1997, 3 foraminíferos indeterminables y un ostrácodo. Muestra A11: estéril.

6m

Alternancia de areniscas y arcilita, verdosas;

estratificación paralela; contiene abundantes fósiles marinos.

Muestra A10: estéril. Muestra A9: fértil, contiene 1 ejemplar de **Anomalinoides perthensis** (Parr). Muestra A8: estéril. Muestra A7: fértil, contiene 1 ejemplar de **Anomalinoides perthensis** (Parr). Muestras A6, A5 y A4: estériles. Muestra A3: fértil, contiene 1 ejemplar de **Anomalinoides perthensis** (Parr).

8m

Arenisca gris verdosa; grano muy fino a fino; estratificación plana; contiene abundantes fósiles marinos.

Muestra A2: fértil, contiene 2 foraminíferos rotos indeterminables. Muestra A1: fértil, contiene 1 ejemplar de **Anomalinoides perthensis** (Parr), 1 ejemplar de **Buliminella isabelleana** Camacho forma **procera** Huber y 1 ejemplar de **Cibicidina praecursoria** (Schwager).

4m

Arenisca gris verdosa; grano fino; estratificación planar; contiene fósiles marinos.

7m

Arcilita gris y gris verdosa clara con manchas amarillentas; muy alterada en superficie; estratificación paralela fina; contiene cuerpos esferoidales con abundantes fósiles marinos en la parte media, escasos fósiles hacia el techo.

Continúa hacia arriba la F. Río Turbio que se inicia con un conglomerado pardo amarillento, de base neta, con matriz arenosa fina a arcillosa, estratificación entrecruzada y troncos silicificados.

### 3) Perfil "Río Turbio", zona de Lago Fagnano, Tierra del Fuego

#### FORMACION RIO CLARO

1m

Arenisca gris amarronada; consolidada; fractura irregular; mediana; estratificación gruesa.

Muestra F1: estéril

2m

Arenisca verde amarillento grisácea; friable; mediana; estratificación gruesa.

Muestra F2: estéril.

1,5m

Cubierto

1,70m

Pelita marrón rojiza; fractura irregular; consolidada; contiene clastos de cuarzo más gruesos que la granulometría promedio y briznas; estratificación mediana a fina.

Muestra F3: estéril.

2,85m

Arenisca verde amarillenta grisácea; friable; fractura irregular; muy fina. Pasa transicionalmente a arenisca gris amarronada; fina a mediana, granocreciente; friable.

Muestra F4: estéril.

5m

Cubierto

2m

Arenisca gris oliva; friable; mediana; contiene restos de **Panopea** sp. y otros bivalvos indeterminados.

Muestra F5: estéril.

15m

Cubierto

5m

Arenisca verde amarillenta; friable; fractura irregular; fina; estratificación mediana a gruesa; contiene lentes de pelita.

Muestra F6: estéril.

5m-0,20m

Lente de pelita marrón rojiza; consolidada; fractura irregular; estratificación mediana a fina.

Muestra F7: estéril.

5m

Arenisca verde amarillenta; friable; fina a mediana; óndulas de corriente.

Muestra F8: estéril.

1m

Arenisca gris oliva; consolidada; fractura irregular; mediana; masiva.

Muestra F9: estéril.

0,40m

Paraconglomerado gris verdoso oscuro; consolidado; fractura irregular; la fracción clástica mayor representa el 30% de la muestra, integrada por fragmentos líticos gris oscuros, subredondeados, tamaño grava fina a mediana, restos fragmentados de bivalvos y gastrópodos, y cuarzo subredondeado tamaño grava fina; matriz arenosa fina a mediana.

0,20m

Coquina gris oliva clara; fractura irregular a angulosa; moderadamente consolidada; restos de bivalvos y gastrópodos mal preservados representan el 60% de la muestra; matriz pelítica a arenosa muy fina.

Muestras F10 y F12: estériles.

2,5m

Arenisca gris oliva a pardo grisáceo; friable; fractura irregular; mediana; ondulas asimétricas de crestas rectas; contiene restos de bivalvos y tubos de vermes.

Muestras F13 y F14: estériles. Muestra 15: fértil, contiene 2 ejemplares de **Spirosigmoilinella naibensis** Turenko, 1 ejemplar de **Quasispiroplectamina spectabilis** (Grzybowski) y 4 aglutinados trocoespirales, rotos e indeterminables.

#### **4. ASOCIACIONES DE FORAMINIFEROS**

##### **4a. Consideraciones generales**

Una comunidad ecológica o biocenosis considera todos los organismos vivientes en un lugar particular y sus relaciones interespecíficas. Al trabajar con comunidades muertas se habla de tanatocenosis. La tanatocenosis se diferencia de la biocenosis por carecer de las especies incapaces de conservarse por fosilización. Como normalmente los cadáveres sufren cierto transporte antes de su sepultamiento, se utiliza el término tafocenosis. Los paleoecólogos entienden por asociación una unidad que agrupa una tanatocenosis o tafocenosis de organismos, o sea que todos o parte de los organismos que componen la asociación representan una forma de respuesta a las condiciones ambientales, tienen una composición y una conservación más o menos similar, y un significado paleoecológico y cronoestratigráfico. A diferencia de los paleoecólogos los ecólogos consideran que una asociación son organismos derivados de una única comunidad (entendiendo por comunidad a un sistema de organismos que viven juntos y están ligados por sus efectos mutuos y por la respuesta del ambiente que comparten).

Entre los trabajos que caracterizaron las asociaciones de foraminíferos fósiles de Argentina se tienen los de Malumián y Masiuk (1973), Bertels (1979), Malumián (1978b, 1982, 1990a) y Malumián y Náñez (1988, 1990).

En este trabajo, las asociaciones identificadas se denominan por su género y especie característica y dominante.

##### **4b. Asociaciones**

###### **1) Asociación de *Buliminella isabelleana* forma *procera*-*Nonionella ovata*-*Anomalinoidea perthensis***

Se caracteriza por el predominio de las especies nominantes.

La asociación se registra en subsuelo en muestras de inyección de las perforaciones T-136 y T-137, y en muestras de afloramiento de la sección superior de la Formación Cerro Dorotea. Las muestras de inyección de las perforaciones T-136 y T-137, originariamente fueron tomadas a intervalos de 1m; sin embargo, la escasez de sedimento hizo necesario el agrupamiento en intervalos de longitud variable para tratar de trabajar con muestras de volúmenes similares. Por otro lado, tanto las muestras de afloramiento como la mayoría de las muestras de inyección brindaron un número escaso y variable de foraminíferos, y esto imposibilitó el recuento de un número fijo de ejemplares. Por esta razón, las proporciones en que se encuentran las especies nominantes de la asociación, son muy variables y su significado es confuso. Se consideran típicos los niveles 201-211m de la perforación T-136 y 182-190m de la perforación T-137, donde se registra la mayor abundancia de foraminíferos. Las tres especies nominantes se registran además en profundidades menores y mayores que las de los niveles de abundancia indicados y en muestras de



afloramiento del perfil "Filo de la Mina" (donde sólo se registró una microfauna muy escasa y mal conservada tal que si no se hubiese tenido como comparación el material proveniente de las perforaciones, la determinación a nivel específico de la mayoría de las formas halladas hubiese sido imposible). Las especies nominantes se presentan en proporciones variables, llegando incluso a cambiar su posición relativa en el ordenamiento de frecuencias. En el caso de las muestras de inyección con escasos foraminíferos correspondientes a niveles más profundos que los niveles de abundancia, la contaminación es más probable, y no sólo hace que el cálculo de las proporciones de los organismos tenga un valor poco confiable, sino que provoca problemas en la definición de los límites de la asociación. Por otra parte, se considera que las proporciones de los organismos en muestras de inyección más superficiales que los niveles de abundancia o en muestras de afloramiento (ambos tipos de muestras con escasos foraminíferos), tienen un significado relacionado con variaciones verticales y laterales, o sea que implican variaciones faciales de la asociación.

En muestras de niveles más superficiales que los niveles de abundancia de la perforación T-136, conjuntamente las especies nominantes se presentan en proporciones variables entre el 0% y el 100% en muestras con 1 a 19 ejemplares, y si se tiene en cuenta en forma global todas las muestras superiores a los niveles de abundancia, representan el 63% del total de la microfauna (sobre 106 ejemplares). En los niveles de abundancia de la misma perforación, las especies nominantes conforman el 87% de la muestra 201-206m (sobre 71 ejemplares), el 74% de la muestra 206-211m (sobre 104 ejemplares) y el 70% de la muestra 211-216m (sobre 60 ejemplares). En niveles inferiores al nivel de abundancia más bajo, las proporciones son menos significativas por la mayor probabilidad de contaminación por caída del material, en la muestra 216-221m las especies nominantes alcanzan el 76% (sobre 46 ejemplares), pero entre esta muestra y los niveles en que se registran foraminíferos danianos, el total de ejemplares por muestra, en las muestras fértiles, varía entre 1 y 22.

En las muestras de inyección de niveles superiores al de abundancia en la perforación T-137, las especies nominantes (siempre en conjunto) conforman entre el 41% y el 100% de los organismos en muestras con un total de 1 a 54 ejemplares, y si se agrupan todas las muestras superiores a los niveles de abundancia, estas especies conforman el 79% de la asociación (sobre un total de 317 ejemplares). En los niveles de abundancia de la misma perforación, las especies nominantes representan el 78% de la fauna de la muestra 182-186m (sobre 160 ejemplares), el 81% de la muestra 186-190m (sobre 184 ejemplares), y si se agrupan ambos niveles de abundancia (o sea, considerando una cantidad de ejemplares totales similar a la de la microfauna total registrada en el intervalo superior al nivel de abundancia) constituyen el 82% de la asociación (sobre un total de 344 ejemplares). Al igual que en la perforación T-136, en niveles inferiores al de abundancia, las proporciones en que se encuentran las especies nominantes son menos significativas por la mayor probabilidad de contaminación y varían entre el 0% y el 100% en muestras cuyo

contenido varía entre 1 y 44 ejemplares.

En muestras de superficie del perfil "Filo de la Mina", por la identificación de una o más de las especies nominantes en las muestras A12 a A16, se considera que dichas muestras contienen la asociación tratada. En la muestra A12, **A. perthensis** y **N. ovata** representan juntas el 70% de la muestra (sobre 33 ejemplares), y en la muestra A16 las tres especies nominantes componen el 77% de la asociación (sobre 43 ejemplares). El escaso número de ejemplares en las restantes muestras de afloramiento (1 a 3) hace que las proporciones por muestras tengan un valor poco significativo, pero agrupando las muestras A1 a A16, las especies nominantes conforman el 71% (sobre un total de 85 ejemplares).

La asociación corresponde a ambientes someros, carentes de foraminíferos planctónicos, con casi total predominio de rotálidos excepto por muy escasos arenáceos y miliólidos (representados por una sola especie) que llegan a conformar respectivamente menos del 1,4% en algunas muestras. Entre las especies acompañantes más frecuentes pueden citarse **Lenticulina rotulata**, **Cibicidina praecursoria**, **Alabamina** sp. 1885 y **Bulimina** cf. **B. debilis**.

El hecho de que las conchillas estén comúnmente rellenas con pirita framboidal (sobre todo los ejemplares de **Buliminella** y **Nonionella**, que en la actualidad viven en fondos fangosos con mayor contenido de materia orgánica), el alto predominio de **Buliminella**, y la presencia de estructuras primarias de pequeña escala como la laminación presente en afloramientos de la sección superior de la Formación Cerro Dorotea, donde se registran especies de la asociación, indica un ambiente reductor con bajo contenido de oxígeno.

Se considera que la asociación de la Formación Cerro Dorotea es signable al Paleoceno tardío. El hecho de que tanto las especies nominantes como otras de la asociación se presenten también en niveles con foraminíferos danianos en la perforación T-136, hace que sea poco claro definir si la asociación se restringe únicamente al Paleoceno superior o si está también representada en el Daniano; sin embargo, las proporciones obtenidas indican que la asociación puede identificarse claramente por la alta frecuencia de las especies nominantes en el Paleoceno superior de la sección superior de la Formación Cerro Dorotea, y que:

a) Aunque en niveles con foraminíferos danianos de la perforación T-136 continúan registrándose las especies características de la asociación de **Buliminella isabelleana** f. **procera**-**Nonionella ovata**-**Anomalinoidea perthensis**, en conjunto las especies nominantes representan el 20,5% sobre un total de 322 ejemplares, o sea en una proporción mucho menos significativa que en los niveles del Paleoceno superior (incluso es probable que la proporción sea mucho menor por la posible inclusión de ejemplares caídos de niveles más altos).

b) Aunque en los niveles danianos de la perforación T-136, **Alabamina** sp. 1885 aumenta considerablemente su frecuencia con respecto a la de los niveles del Paleoceno superior y alcanza a ser la especie más frecuente del intervalo daniano, la asociación

de los niveles danianos queda definida por la presencia conjunta de **Alabamina** sp. 1885 y de especies típicas danianas como **Lenticulina klagshammensis**, **L. wilcoxensis**, **Alabamina midwayensis**, etc.

c) Además, la presencia en el Daniano de especies típicas de la Asociación de **Buliminella isabelleana** f. **procera**-**Nonionella ovata**-**Anomalinoidea perthensis**, no se pudo corroborar en muestras de afloramiento, y en la perforación T-137 una sólo muestra asignada al Daniano por la presencia de 2 ejemplares de "**Discorbis**" **mariae**, contiene unos 12 ejemplares de **Buliminella isabelleana** f. **procera** que posiblemente provengan de niveles estratigráficos más altos.

## 2) Asociación de **Alabamina** sp. 1885 y especies danianas de la perforación T-136

La asociación se caracteriza por la presencia frecuente de **Alabamina** sp. 1885 (49% sobre un total de 322 ejemplares registrados en los niveles con fauna daniana) junto con especies típicas danianas como **Quadriformina allomorphinoides**, **Lenticulina vortex**, **Alabamina midwayensis** y **L. klagshammensis** como las más características.

**Alabamina** sp. 1885 también se reconoce como un elemento conspicuo en la Asociación de **Buliminella isabelleana** f. **procera**-**Nonionella ovata**-**Anomalinoidea perthensis** del Paleoceno superior, pero en proporciones mucho menores (1,5% sobre un total de 341 ejemplares en el que se incluyen los foraminíferos de las muestras superiores a los niveles de abundancia y los niveles de abundancia). Análogamente, las especies dominantes de la Asociación de **B. isabelleana** f. **procera**-**N. ovata**-**A. perthensis**, se presentan en la Asociación de **Alabamina** sp. 1885 y especies danianas, con frecuencias menores a las que tienen en la asociación a la que dan nombre (20% sobre un total de 322 ejemplares) y además es posible que se deban a problemas de contaminación.

Esta asociación se reconoce en niveles inferiores de la perforación T-136, que probablemente correspondan a la sección inferior de la Formación Cerro Dorotea, y que se asignan al Daniano. Por lo menos en este punto del conocimiento de las microfaunas de la cuenca Austral, el hecho de que la asociación no ha sido reconocida en otras muestras del área como las de la perforación T-137 o de afloramientos del perfil Filo de la Mina, parece indicar que la misma tiene un escaso desarrollo areal y por lo tanto no puede utilizarse como un elemento de correlación homotaxial dentro de la misma formación.

Las características ambientales y conservación de la asociación son similares a las de la Asociación de **B. isabelleana** f. **procera**-**N. ovata**-**A. perthensis**. Dominan los rotálidos, no se registran arenáceos y el porcentaje de miliólidos en todo el intervalo daniano es de 0,6% sobre un total de 322 ejemplares (que corresponde a 2 ejemplares de una especie que también se registra en niveles del Paleoceno superior y por lo tanto pueden ser

caídos), y sólo se registró un planctónico (0,3%) seguramente transportado por corrientes desde el talud.

### 3) Asociación de **Nonionella** sp. y nodosariáceos del Daniano de la perforación SC-1

La asociación fue mencionada por Malumián et al., (1971), Malumián y Masiuk (1973) y Malumián (1978b, 1982), y su composición es analizada en el capítulo de paleoecología. De cualquier forma se reitera que la misma está compuesta mayormente por nodosariáceos, nonionáceos y chilostomelláceos, con muy escasas formas planctónicas.

Esta asociación se diferencia de la asociación daniana de la perforación T-136, por su mayor diversidad (51 taxa y 309 ejemplares de la perforación SC-1, versus un máximo de 31 especies y 312 ejemplares si se consideran todos los foraminíferos hallados en el intervalo daniano de la perforación T-136), menor proporción de chilostomelláceos con ausencia de **Alabamina** sp. 1885 y mayor proporción de nodosariáceos y planctónicos.

La mayor diversidad específica y mayor proporción de planctónicos indica un ambiente de menor restricción que el del Daniano de la zona de Río Turbio. Según los citados antecedentes corresponde a un ambiente tranquilo que no sobrepasa la plataforma media. Ya que la relación porcentual planctónicos/bentónicos es indicadora del ambiente de plataforma interna o plataforma muy ancha, y, excepto por "**Stensioeina**" **beccariformis** con registros mundiales en ambientes de plataforma externa y batial, el resto de las formas bentónicas se ha registrado en ambientes de plataforma interna a media, el presente estudio confirma la interpretación anterior.

### 4) Foraminíferos aglutinados del tramo 680-630mbbp del pozo Polux x-1

Entre los 680-630m del pozo Polux x-1, se hallaron unos pocos foraminíferos aglutinados, muy mal conservados, pertenecientes a una o dos especies de **Haplophragmoides** y una especie de **Bathysiphon**, indeterminados, junto con los últimos registros de **Quasispiroplectamina** sp. 5149 y **Stensioeina** sp. cf. **S. infrafossa**.

La posición estratigráfica de esta asociación es equivalente a la del cuarto tramo o Zona informal de foraminíferos aglutinados de la Formación Cabeza de León (Flores et al., 1973; Malumián y Masiuk, 1976; Malumián, 1990a), reconocida en varias perforaciones de la isla de Tierra del Fuego y asignada al Maestrichtiano por su relación estratigráfica con la zona inmediata inferior.

Aunque la composición de la Zona de foraminíferos aglutinados de Tierra del Fuego no pudo ser definida por la mala conservación del material, según observó Malumián (1990a) tiene dominancia de formas enroscadas sobre las biserials. Lamentablemente, al igual

que en las perforaciones de la isla, el pozo Polux x-1 proveyó un material muy escaso e indeterminable a nivel específico, pero dejando de lado la muestra correspondiente al nivel 680m con **Quasispiroplectamina** sp. 5149 y **Stensioeina** sp. cf. **S. infra fossa** (que incluso puede en parte corresponder a la zona inferior de **Gaudryina healyi**), parece tener un predominio de formas enroscadas (8 ejemplares de **Haplophragmoides** sobre 2 ejemplares de **Bathysiphon**).

#### 5) Foraminíferos aglutinados del tramo 900-840m del pozo Cruz x-1

Entre los 900-860m del pozo Cruz x-1 se hallaron unos pocos foraminíferos aglutinados en su mayoría muy mal conservados. Entre estos se destacan **Rzehakina epigona minima** y **Quasispiroplectamina** sp. aff. **Spiroplectamina brunswickensis** Todd y Kniker.

La posición estratigráfica de esta asociación es equivalente a la del cuarto tramo o Zona informal de foraminíferos aglutinados de la Formación Cabeza de León (Flores *et al.*, 1973; Malumián, 1990a), y al tramo 680-630m del pozo Polux x-1.

Nuevamente, la composición de esta zona no pudo ser definida, pero se observa que entre los 900 y 860m hay predominio de formas enroscadas sobre las tubulares y biseriales.

Entre los 850 y 840m abundan los radiolarios y continúa la facies de aglutinados, pero los foraminíferos biseriales y tubulares predominan sobre las formas enroscadas. Aunque no se hallaron indicadores de una edad paleocena ni un brusco cambio de la microfauna bentónica, es probable que este nivel con radiolarios sea una continuación lateral del nivel con radiolarios, foraminíferos y nanoplancton calcáreo del pozo Polux x-1 asignado al Paleoceno superior.

## 5. PALEOECOLOGIA

### 5a. Introducción

La interpretación paleoecológica se basa en la comparación directa entre el material fósil y la ecología de ambientes modernos, o sea que se asume que el presente es la clave del pasado. Sin embargo para que los resultados obtenidos sean adecuados, debe tenerse en cuenta que los ambientes fósiles difieren de los actuales.

Según Murray (1991) las principales diferencias entre los ambientes fósiles y actuales se deben: 1) A la influencia del hombre (ejemplos de esa influencia son, el cultivo de la tierra que aumentó la erosión del suelo y consecuentemente incrementó el taponamiento de los estuarios y el abastecimiento de nutrientes, o el hecho de que a partir de la revolución industrial aumentó la entrada de nutrientes provenientes del abono y de las aguas de albañal); 2) Al aumento del nivel del mar luego del último evento de glaciación (este aumento, de aproximadamente unos 125 metros en los últimos 10000 años, provocó la inundación de áreas emergidas con la consecuente formación de anchas plataformas continentales y el ajuste del perfil de los ríos mediante el relleno de sus valles); y 3) A la ausencia de una pronunciada estructura termohalina, según Murray (*op. cit.*) antes del Eoceno tardío, aunque recientes estudios isotópicos de foraminíferos planctónicos y bentónicos testimonian que recién en el Oligoceno temprano a medio se habrían diferenciado tres "capas" de agua con una circulación en parte halotermal y en parte termohalina (Kennett y Stott, 1990). Actualmente la circulación oceánica de agua profunda se debe al movimiento de tres masas de agua conocidas como Agua Antártica de Fondo (fría y densa), Agua Profunda del Atlántico Norte (relativamente cálida y salina) y Agua Antártica Intermedia (salina). Estas masas tienen un movimiento de circulación lenta, de dirección meridional, con flujos opuestos en distintos niveles, acompañados por movimientos verticales. Los movimientos de las masas de agua en la actualidad están regidos por la temperatura y las condiciones atmosféricas reinantes en la superficie en altas latitudes donde se producen las masas de agua (mayormente alrededor de la Antártida y en el Mar de Irminger en el Atlántico Norte). Sin embargo, en tiempos previos al enfriamiento climático que permitió el desarrollo de la psicrósfuera la situación debió ser muy distinta. Kennett y Stott (*op. cit.*) opinan que en el Eoceno y quizás en el Paleoceno, la circulación oceánica fue predominantemente halotermal, con una capa profunda, salina y cálida originada en bajas latitudes en el Tetis, y sobre ella una capa fría formada en altas latitudes (Agua Antártica Intermedia).

Por otra parte, además de las notables diferencias entre los ambientes fósiles y los actuales, según expone Murray (1991), las extrapolaciones de las relaciones ecológicas observadas en faunas modernas de foraminíferos, son válidas en las faunas fósiles del Neógeno, menos confiables en el Paleógeno y progresivamente menos confiables y más desconocidas para tiempos más antiguos, y esto se debe a que muchos grupos taxonómicos mayores no existían o eran

menos importantes antes del Cenozoico; y a que aunque algunos taxa parecen haber cambiado sus requerimientos ecológicos, en realidad solamente pueden haber sufrido una expansión o contracción del nicho. Como sugirió Van der Zwaan (1983), la competencia limita el nicho, o sea que una especie habitará un nicho más restringido donde tiene más competidores e inversamente uno más amplio donde tiene menos competidores.

Además de los problemas e inseguridades de la extrapolación, por un lado la distribución geográfica y batimétrica de las asociaciones bentónicas está controlada por una compleja interacción de numerosos parámetros fisicoquímicos que pueden ser indiscernibles en el registro fósil (Douglas, 1979; Douglas y Heitman, 1979; Buzas y Culver, 1980), y por otro se conocen pocas especies vivientes en ambientes sublitorales con rangos restringidos de temperaturas y profundidades absolutas (sensu Culver y Buzas, 1983), de manera que en las asociaciones fósiles el número de taxones usados como sensor paleoecológico confiable es muy reducido.

Sin embargo debe tenerse en cuenta que los atributos generales de una asociación, como la tendencia de la diversidad, la estructura de la pared o la influencia de los procesos tafonómicos, podrían aplicarse desde el Paleozoico tardío hacia adelante; en cambio, otras características como la marca o registro isotópico del agua de mar al ser controlados por la temperatura y el volumen de agua en estado sólido, variarán a lo largo del tiempo.

En resumen, algunos datos provenientes de la observación de ambientes modernos pueden ser aplicados en interpretaciones paleoecológicas tan lejos como las diferencias entre esos ambientes sean tenidas en cuenta, pero el detalle y precisión de la reconstrucción ambiental decrecerá inevitablemente hacia los tiempos más antiguos.

## **5b. Metodología**

De los métodos paleoecológicos utilizados para foraminíferos se han aplicado los que se basan en las tendencias faunísticas, que incluyen estudios cuya metodología es independiente de la identificación taxonómica o la clasificación sistemática como son la diversidad específica, las relaciones planctónicos/bentónicos, y las relaciones y proporciones entre distintos grupos de foraminíferos (aglutinados, porcelanáceos, hialinos).

Existen además otros métodos como el de la comparación del material con familias, géneros y especies recientes, o los que relacionan la forma, estructura y ambiente de los foraminíferos. El primero, o relaciones entre familias, géneros y especies de asociaciones fósiles con las recientes, depende de la clasificación sistemática y se basa en dos hipótesis de dudosa validez como son que las especies tienen adaptaciones fisiológicas que no cambian con el tiempo y que las distribuciones batimétricas de las especies tampoco varían con el tiempo. De cualquier manera,

en forma ortodoxa, en el lapso de interés Cretácico terminal-Terciario temprano no se podría más que efectuar comparaciones a nivel genérico o de familias, y esto se debe a que las relaciones evolutivas que permiten hacer comparaciones a nivel específico entre foraminíferos recientes y otros, son claras recién en el Neógeno, a partir del Mioceno temprano o medio. Los métodos que relacionan la forma, estructura y ambiente de asociaciones fósiles y recientes, serían según Douglas (1979) los de mayor validez.

Sin embargo cualquiera que sea el método utilizado por el paleoecólogo debe tenerse en cuenta que:

- 1) La asociación fósil con la que trabaja seguramente se diferencia de la tanatocenosis por los procesos sufridos hasta su descubrimiento, por lo tanto es importante estimar alteraciones como la mezcla, selección de tamaños, abrasión, disolución, etc, o sea intentar determinar cuales son las pérdidas y distorsiones del registro paleontológico y utilizar la información intrínseca que ellas brindan, como por ejemplo, que el transporte de conchillas indica ambientes de alta energía como playas o zonas intertidales.

- 2) Mientras las poblaciones vivientes varían temporalmente a causa de los cambios estacionales, las poblaciones totales (organismos vivos y muertos) parecen no cambiar significativamente su composición. Esto se debe a que en las poblaciones totales se suman o integran las variaciones temporales y espaciales (Scott y Medioli, 1980).

- 3) Las asociaciones totales difieren de las vivientes en la abundancia relativa de las especies y pueden tener especies adicionales (Murray, 1973).

- 4) Las asociaciones muertas son más homogéneas que las vivas.

- 5) Las asociaciones promedio (o sea las asociaciones muertas con enterramiento lento y gradual, y retrabajo prácticamente in situ) tendrán una mayor diversidad taxonómica, homogeneidad, equitatividad, distribución espacial y tolerancia ambiental que las asociaciones muertas por enterramiento catastrófico. Esto se debe a las fluctuaciones temporales de los parámetros que limitan a las asociaciones del primer tipo.

Por lo tanto debe considerarse que:

- 1) Para la identificación de comunidades, son más adecuadas las listas de presencia-ausencia que la distribución de frecuencias.

- 2) Las características cuantitativas como diversidad, equitatividad, homogeneidad y relaciones tróficas son confiables en ambientes de baja energía, pero son menos seguras a medida que esta aumenta.

Como se ha visto, excepto en casos ideales, la asociación fósil no conserva todas las características de la tanatocenosis debido a las alteraciones de los individuos desde el momento de su muerte hasta su descubrimiento. La tafonomía se ocupa del estudio de estas alteraciones y se puede dividir en bioestratinomía, que estudia las interrelaciones entre los organismos muertos y su ambiente externo durante las etapas de pre y sinenterramiento, o la diagénesis de fósiles, que se ocupa de los cambios post-enterramiento.



Una asociación fósil, según la definición de Fagerstrom (1964), es un grupo de fósiles de un nivel estratigráfico definido y una localidad geográfica, y esta integrada por individuos que fueron miembros de una o más comunidades antiguas. Este autor, diferenció cuatro tipos de asociaciones fósiles según el grado y la causa de alteración pre-enterramiento:

1) Asociación fósil: Asociación fósil en la que casi todos los ejemplares pertenecen a la misma comunidad ecológica y están presentes en número y tamaño similar a los vivos. Prácticamente no sufrieron alteraciones antes del enterramiento y se encuentran en sus posiciones de vida y habitats originales. Ejemplo de este tipo de comunidad son las producidas por mortalidad en masa.

2) Asociación fósil residual: Asociación fósil en la que parte de la comunidad original fue removida selectivamente, pero los ejemplares conservan los habitats y posiciones de vida originales. Se diferencia de la anterior por número y tamaño.

3) Agrupamiento fósil transportado: Asociación en la que la mayor parte de los fósiles sufrieron transporte antes de su enterramiento y pueden derivar de más de una comunidad contemporánea. Casi ningún fósil esta en su habitat o posición de vida original.

4) Agrupamiento fósil mixto: Esta compuesto por gran número de ejemplares pertenecientes a la misma comunidad ecológica, pero también hay muchos transportados de otras comunidades contemporáneas y derivados de la erosión de las rocas.

Entre los criterios abióticos para determinar el tipo de asociación está el análisis de distribución de tamaños.

En resumen, primero es necesario observar y determinar la calidad de preservación. Los cambios postmortem más importantes son por transporte y disolución de las formas calcáreas o por oxidación del cemento orgánico de las formas aglutinadas debilmente cementadas. Según Murray (1991), las asociaciones más confiables para el análisis paleoecológico son aquellas poco alteradas excepto por el transporte, que se registran en sedimentos más finos que arena limosa, como las de tipo I que contienen ejemplares juveniles y adultos de la misma especie, y/o las de tipo II que obtuvieron una ganancia de individuos inferiores a los 200 micrones por deposición por suspensión y contienen abundantes conchillas juveniles y pequeñas, y conchillas hialinas brillantes a opacas. Entre las asociaciones de estos tipos es posible obtener información paleoecológica de aquellas que sufrieron pérdidas de aglutinados (principalmente formas poco cementadas), que pueden no haber sufrido casi ninguna ganancia o pérdida por el transporte y están integradas por juveniles y adultos de la misma especie calcárea (tipo Ia), o aquellas que tuvieron un enriquecimiento de individuos pequeños por la deposición por suspensión y están integradas por abundantes conchillas calcáreas, juveniles y pequeñas (tipo IIa). También según Murray (op. cit.), se puede obtener información de:

1) Asociaciones que sufrieron una alteración moderada con pérdida de calcáreos (30-90%), que se registran en sedimentos limosos, arcillosos o arenas limosas, y contienen pocas y pequeñas conchillas calcáreas y conchillas hialinas opacas o rotas (tipo

Ic).

2) Asociaciones iguales a la anterior, en sedimentos de la misma granulometría, que sufrieron igual pérdida de conchillas calcáreas (30-90%), pero que además tuvieron un enriquecimiento de individuos inferiores a los 200 micrones debido al transporte por suspensión (tipo IIc).

3) Asociaciones poco alteradas excepto por el transporte que provocó la pérdida de conchillas más pequeñas que los 200 micrones, dejando un residuo de conchillas medianas a grandes, integradas por conchillas calcáreas y aglutinadas medianas a grandes (tipo III).

4) Asociaciones con alteración por pérdida de aglutinados, en arenas finas a medianas, con pérdida por transporte de las conchillas inferiores a los 200 micrones, y residuo de individuos de conchillas calcáreas y aglutinadas bien cementadas, medianas a grandes (tipo IIIa).

5) Asociaciones con una pérdida de calcáreos de un 30-90%, en arenas finas a medianas, con pérdida de individuos más pequeños que 200 micrones, integradas por un residuo de conchillas calcáreas rotas, medianas a grandes (tipo IIIc).

Según Murray (1991), para las asociaciones cenozoicas se debe comparar la asociación fósil con las tablas que informan los géneros de los ambientes actuales (estas incluyen los vivos que superan el 10 por mil, muertos y totales), se deben considerar los detalles ecológicos de los géneros más abundantes, calcular las relaciones bentónicos/planctónicos, el tamaño máximo de las conchillas planctónicas y el número tau de Gibson (1988) que representa el número de especies bentónicas por por ciento de conchillas planctónicas y es un indicador de la profundidad. Respecto del número tau, aunque cada área geográfica tiene sus propios valores absolutos de tau (por ejemplo en el Golfo de Méjico, Gibson encontró que valores de tau menores a 100 se encuentran en profundidades inferiores a los 40 metros, tau de 100-1000 en profundidades de 40-1000 metros, y tau de 1000-10000 en profundidades de 1000-2000 metros), por comparación de valores en una misma área se pueden determinar cambios relativos de la profundidad. Debe tenerse en cuenta que en mares epicontinentales y plataformas anchas, bajos valores de tau deberían estar asociados a profundidades considerablemente mayores a los 40 metros). Murray (1991) expresó que si la asociación cae en el campo o tipo II (ganancia por transporte con la deposición por suspensión de individuos pequeños menores a los 200 micrones), la proporción de conchillas inferiores a los 200 micrones da una idea de la influencia de las mareas.

Según Murray (1991) la metodología para las interpretaciones paleoecológicas de asociaciones del Mesozoico tardío, es igual a la interpretación de las asociaciones neógenas (o sea se debe determinar cuales son las especies dominantes y comparar estas con sus análogas modernas), excepto porque la comparación con especies modernas tendría algunas limitaciones.

Algunos parámetros utilizados para la comparación de faunas y como indicadores de la madurez de un ecosistema son la diversidad y homogeneidad-heterogeneidad.

Diversidad: En su forma más simple la diversidad es la medida del número de especies (riqueza) de una muestra, pero también interesa la heterogeneidad u homogeneidad, o sea la relación entre el número de individuos y el número de especies en una asociación. El índice más usado para el cálculo de la diversidad es el descrito por Fisher et al. (1943), que se expresa como  $\alpha = n'/x$ , donde  $x$  es una constante con un valor menor que 1 y  $n'$  puede calcularse de  $N(1-x)$ , donde  $N$  es el tamaño de la muestra (número de individuos). Este índice tiene la desventaja de asumir que la distribución de frecuencias de especies sucesivas sigue una serie logarítmica y la ventaja de tener en cuenta a las especies raras. Murray (1968), al realizar varias mediciones de una muestra, observó que aunque no hay gran variación,  $\alpha$  tiende a aumentar con el aumento de tamaño de la muestra. En contraposición,  $\alpha$  tiene la ventaja de que su valor puede ser fácilmente leído de un gráfico semilogarítmico en el que se plotean el número de especies contra el número de individuos de la muestra. Murray (1973) marcó en este gráfico los campos de los ambientes actuales, y observó que valores de  $\alpha$  mayores que siete se registran en ambientes de plataforma marina normal a talud o en plataforma hipersalina.

Otra forma de ver la distribución de las especies (homogeneidad o heterogeneidad) es utilizando el concepto de entropía, descrita por Pélto (1954) y utilizada para interpretar datos de foraminíferos por Miller y Khan (1962) y Howarth y Murray (1969). El índice  $H(S)$  de Shannon-Wiener se definió a partir de la teoría de la información y mide la incertidumbre en predecir la identidad de un individuo elegido al azar. La función  $H(S)$  tiene en cuenta el número de especies y la distribución de los individuos entre las especies. Se calcula según la fórmula:

$$H(S) = -\sum_{i=1}^S p_i \ln p_i$$

donde  $p_i$  es la proporción de la especie (expresado como porcentaje dividido por 100) y  $S$  es el número de especies. El valor de  $H(S)$  está fuertemente influido por las especies de proporciones intermedias, en tanto que las especies raras y las más comunes tienen poca influencia. Por lo tanto tiene la ventaja de permitir la comparación entre muestras de distintos tamaños, y esto se debe a que los valores de  $H(S)$  aumentan poco por la adición de especies raras y a que el incremento del número de especies con el aumento del tamaño de la muestra se debe esencialmente a la adición de especies raras. Estudios sobre la relación entre  $H(S)$  y  $S$  (número de especies) indican que a partir de doscientos ejemplares,  $H(S)$  alcanza un valor aproximadamente constante, en contraste con el fuerte aumento de  $S$ . El máximo valor de  $H$  para un número dado de especies se obtiene cuando todas las especies tienen la misma abundancia, entonces  $H(S)_{\text{máx.}} = \ln S$ . O sea que el valor de la relación  $H(S)/\ln S$  será igual a 1 cuando todas las especies estén igualmente distribuidas, y cualquier valor menor que 1, es una medida de como la muestra se desvía de una completa equitatividad. Para medir la heterogeneidad puede utilizarse  $E = e^{H(S)}$  donde  $e$  es la base de los logaritmos naturales. Por lo tanto cuando todas las especies tienen la misma abundancia,  $E = H(S)$  y la relación  $E/S$  es una medida de la equitatividad.

Tanto el índice de Fisher et al. como el de Shannon-Wiener,

son independientes de la clasificación sistemática utilizada.

**Estructura:** Una forma de ver la estructura de una población de conchillas duras de foraminíferos, es indicando en un diagrama triangular los porcentajes respectivos de los tres tipos de pared correspondientes a los tres subórdenes *Textulariina*, *Miliolina* y *Rotaliina*. Murray (1973) también marcó en este diagrama las zonas que ocupan los ambientes actuales, pero los campos ambientales marcados en este diagrama no son aplicables a asociaciones más antiguas al Eoceno por el escaso desarrollo de los miliólidos.

**Indices de Jaccard:** Es una medida para comparar muestras. El índice se calcula según la fórmula:

$$\text{Índice de Jaccard} = (C/N1+N2-C) \cdot 100$$

dónde: C es el número de especies presentes en ambas muestras comparadas; N1 es el número de especies presentes en la primera muestra; y N2 es el número de especies presentes en la segunda muestra.

## **5c. Interpretación paleoecológica**

### **1) Características paleoecológicas del Paleoceno**

Según Berggren y Aubert (1975) durante el Paleoceno, mundialmente, se reconocen tres tipos de asociaciones: 1) Una de aguas someras, con asociaciones de plataforma interna a media (<30-50 metros de profundidad), desarrollada en ambientes carbonáticos del mar del Tetis y caracterizada por cibicidos, nonioides, rotalidos, discorbidos, elfidielidos y "foraminíferos grandes" tales como *Numulites*, *Operculina*, *Miscellanea*, *Lockhartia*, *Alveolina* y *Discocyclina*. 2) Una asociación de plataforma media a externa (50-200 metros de profundidad), desarrollada en ambientes de lutitas y margas, caracterizada por textularidos, nodosáridos, polymorfínidos y anomalínidos; y llamada Asociación Faunística "Tipo Midway", ya que fue descrita e ilustrada en las rocas del Grupo Midway de la Planicie Costera del Golfo y en equivalentes de la Planicie Costera Atlántica y regiones del Caribe y Antillas. Y 3) Asociaciones de talud, elevación continental y planicie abisal (>200 metros de profundidad), caracterizada por anomalínidos robustos (ej: *Gavelinella rubiginosa*, *G. velascoensis*, *G. beccariiiformis*, *Nuttallides truempyi*, *Nuttallinella florealis*), lagénidos (incluyendo nodosáridos y dentalínidos), formas aglutinadas pequeñas (*Dorothia*, *Gaudryina* y *Tritaxia*), gyroidínidos y bulimínidos; normalmente denominada como Asociación Faunística "Tipo Velasco", ya que fue descrita e ilustrada para la Formación Velasco de Méjico.

La asociación tipo Midway es cosmopolita, y según Berggren y Aubert (1975) esto se debe a que en el Paleoceno hubo una amplia extensión de condiciones climáticas equitativas. Por otra parte la recopilación geográfica de la fauna Midway realizada por estos autores, muestra que las especies tuvieron una amplia distribución batimétrica, que en opinión de Berggren y Aubert (*op. cit.*) se debió a que en esa época la estructura térmica vertical del océano

fue más uniforme.

## 2) Análisis del intervalo daniano de la perforación SC-1

Características generales del intervalo 682-687m:

La petrografía y micropaleontología de la perforación SC-1 fueron estudiados en forma complexiva por Malumián et al. (1971), y en particular, el estudio de los foraminíferos fue utilizado como base para este estudio de detalle.

Según datos de Malumián et al. (op. cit.), el intervalo de interés en este trabajo (682-687m) se halla constituido exclusivamente por arcillas tobáceas y glauconíticas, que denotan un ambiente de aguas tranquilas y/o condiciones de baja energía. La composición de las arcillas es montmorillonita y caolinita, la naturaleza tobácea está testimoniada por las abundantes trizas vítreas con reemplazo de naturaleza zeolítica (heulandita?) y la glauconita es gris verdosa a gris oliva clara. Respecto de la microfauna, Malumián et al. (1971) y Malumián (1978b), observaron que se trata de una asociación escasamente diversificada, dominada por **Nonionella** y nodosariáceos, con pocas formas planctónicas, indicadora de un ambiente somero que no sobrepasa la plataforma media.

Los resultados del presente estudio muestran que la asociación de foraminíferos registrada en este tramo, está integrada por 51 especies.

El intervalo está compuesto mayormente por nodosariáceos (67,6%) acompañados por abundantes nonionáceos y chilostoméllidos (13,6% y 10,7% respectivamente) y en forma accesorio bolivináceos (1,9%), bulimináceos y globigerináceos (1,3% respectivamente), stilostomelláceos y globorotaliáceos (0,9% respectivamente), pleurostomelláceos (0,7%), y por último, textulariáceos, fursenkoináceos y un representante del género **Favolagena** de origen polifilético incierto (según Malumián et al., 1991) (los tres en un 0,3%).

Comparada con otras microfaunas paleocenas muestra afinidad con la fauna de tipo Midway de Texas (con certeza 12 especies en común, a las que puede agregarse tres formas comparables).

La mayoría de las especies tienen una distribución cosmopolita y algunas fueron citadas para el Maestrichtiano y Daniano de Patagonia Septentrional (Bertels, 1969, 1964, 1975b, 1980; Mailhe et al., 1967; Rizzolo, 1968; Malumián en Lizuaín y Sepúlveda, 1979; Malumián et al., 1985), cuenca del Golfo San Jorge (Camacho, 1954; Méndez, 1966; Masiuk, 1967; Bertels, 1975a, 1975b), cuenca del Colorado (Kaaschieter, 1963, 1965; Malumián, 1970a, 1970b) y cuenca Austral (Malumián et al., 1971). Teniendo en cuenta los trabajos citados, esta tesis y observaciones propias, el número de especies comunes entre la asociación de la perforación SC-1 y las otras faunas paleocenas de Argentina son: 16 taxa en común con la cuenca del Golfo San Jorge, 8 con Patagonia Septentrional y 8 con la cuenca del Colorado. Los

criterios sobre la identidad específica se basaron en la comparación directa del material o en las descripciones e ilustraciones existentes. El número de especies comunes y los índices de Jaccard, ambos considerando las especies idénticas en forma estricta y las especies idénticas junto con formas semejantes y afines, pueden observarse en los cuadros 1 y 2. Debe tenerse en cuenta que los tamaños de las muestras comparadas son bastante dispares ya que la cuenca Austral ha sido menos estudiada que las restantes. En general, los valores de similitud de foraminíferos bentónicos obtenidos son bajos y es probable que en parte se deban a las características distintas de las cuencas comparadas, ya que la cuenca Austral es silicoclástica y las demás tienen participación carbonática. La diferencia más conspicua entre la asociación tratada y las asociaciones de las demás cuencas marinas danianas argentinas es la presencia en cuenca Austral de los géneros *Osangularia*, "*Steinsioeina*" y *Quadrिमorphina*. Por el contrario, los valores de similitud de planctónicos son altos, pero esto se debe al cosmopolitismo de las especies halladas en todas las cuencas danianas argentinas.

A diferencia de los bentónicos que pueden o no haber sufrido un enriquecimiento o empobrecimiento por transporte, los planctónicos viven en la columna de agua por lo que su hallazgo en un sedimento es siempre el resultado de un proceso de sedimentación (transporte y depositación) y en consecuencia la tasa de sedimentación de las conchillas vacías tendrá una selección que depende del tamaño. Según Murray (1976), sobre todo en ambientes de plataforma, menos favorables para la vida de estos organismos, habrá una mayor selección de tamaños de las conchillas por el transporte por corrientes. Así, según Murray (*op. cit.*), en mares abiertos, los porcentajes respectivos de planctónicos y bentónicos serán menor que 20 y mayor que 80, la diversidad de formas planctónicas será muy baja y se tratará casi exclusivamente de formas juveniles. La situación para los planctónicos será también desfavorable en mares epicontinentales cerrados y plataformas muy anchas. La relación porcentual planctónicos/bentónicos igual a 2,9/96,6 en la muestra 682-683 del SC-1 (única muestra con planctónicos), y la ausencia de tamaños dispares, parece indicar una situación de plataforma interna o una plataforma muy ancha. El número tau de Gibson (número de especies bentónicas por por ciento de conchillas planctónicas) es igual a 12,63 e indicaría profundidades menores a los 40m.

No es aplicable el triángulo de miliólidos, rotálidos y textuláridos, en el que Murray (1973) delimitó las zonas que ocupan los distintos ambientes a partir de valores obtenidos de ambientes actuales. En faunas vivientes la ausencia de porcelanáceos o miliólidos permite descartar los ambientes de albúfera marina normal, albúfera hipersalina y marjal, pero en el caso del intervalo analizado su edad daniana impide aventurar alguna interpretación de este tipo ya que aunque se conocen registros de miliólidos desde el Carbónico, empiezan a ser un grupo abundante recién a partir del Eoceno medio.

Respecto del estado de conservación del material de la perforación SC-1, es relativamente bueno. Los más afectados por

procesos de disolución parecen ser los planctónicos (normalmente los bentónicos son más resistentes a la disolución). Trabajos como los de Murray y Wright (1970), Corliss y Honjo (1981), Grobe y Fütterer (1981), indican que la disolución provoca en las conchillas hialinas una serie ordenada de cambios: en primer lugar, la adquisición de una superficie de textura mate, opaca y grabada; en segundo lugar, la formación de hoyos y la rotura de la última cámara; luego fraccionamiento-rotura y la eliminación de capas de la pared de cámaras enteras; posteriormente fracturamiento-rotura extensivo de las cámaras; y por último la destrucción total de la conchilla. Teniendo en cuenta estos trabajos, los foraminíferos bentónicos hialinos de la perforación SC-1 tienen un grado de disolución inicial testimoniado por la opacidad de las superficies. Respecto del fraccionamiento, es común en las conchillas uniserials, pero es corriente que sean las primeras en romperse por su frágil morfología; por otra parte, es posible que el fraccionamiento se deba en gran medida a alguna parte mecánica del proceso de preparación de las muestras como por ejemplo el lavado a través de tamiz.

Intervalo 682-683m: Contiene 238 ejemplares distribuidos en 44 especies, de los cuales 231 ejemplares corresponden a foraminíferos bentónicos que pertenecen a 41 especies. Es la única muestra del tramo de interés que contiene elementos planctónicos (2,9% del total de la fauna de foraminíferos); se trata de globorotaliáceos y globigerináceos representados por 7 ejemplares pertenecientes a los géneros **Eoglobigerina**, **Globoconusa** y **Subbotina**. La fauna bentónica (el 97,1% restante) son rotálidos, y el género mejor representado es **Nonionella** sp. (16%). A nivel de superfamilia dominan los nodosariáceos (63,2%) con 146 ejemplares distribuidos en 11 géneros y 26 especies, siguen los nonionáceos (18,2%) con 42 ejemplares que pertenecen a 2 géneros y 2 especies, los chillostomelláceos (13%) con 30 ejemplares distribuidos en 7 géneros y 8 especies, los bolivináceos (2,6%) con 6 ejemplares pertenecientes a 1 género y 1 especie, los stilostomelláceos (1,3%) con 3 ejemplares del mismo género y especie, los bulimináceos (0,9%) con 2 ejemplares del mismo género y especie, y por último los pleurostomelláceos (0,9%) con 2 ejemplares que pertenecen a un único género con 2 especies. En estos porcentajes no se ha incluido a **Favolagena** sp. 2289 porque su origen polifilético es incierto ya que se podría referir tanto a los nodosariáceos como a los bulimináceos (ver Malumíán et al., 1991).

Con los valores de número de ejemplares y el número de especies en el gráfico semilogarítmico se obtuvo un valor de  $\alpha$  aproximado de 14. Esa diversidad o cuantificación de  $\alpha$  se encuentra en asociaciones modernas de plataforma marina normal, plataforma hipersalina y/o ambiente de talud-batial (Murray, 1973); pero como se vio en párrafos anteriores, tanto la relación porcentual planctónicos/bentónicos como el número tau de Gibson indican una profundidad correspondiente al ambiente de plataforma interna. Por otra parte, con excepción de "**Stensioeina**" **beccariformis**, típico de plataforma externa y ambiente batial, los datos de distribución paleobatimétrica en otras regiones (ver 5d.) de los bentónicos presentes en la muestra 682-683m están de

acuerdo con este ambiente. En contraposición, la comparación entre los valores de  $H(S) = 3,09$  y  $S = 40$  especies (para la fauna bentónica) y los valores obtenidos por Buzas y Gibson (1969) en ambientes actuales indicaría una profundidad de plataforma externa (100-200m de profundidad), pero se considera que este tipo de comparaciones es válida para ambientes neógenos y que los valores calculados son útiles para la comparación de ambientes de la misma edad.

Intervalo 684-687m: Las muestras 684-685m y 686-687m, tienen tomadas en conjunto 71 ejemplares distribuidos heterogéneamente en 20 especies. Este tamaño de muestra (o sea el número de individuos) es insuficiente para obtener un valor confiable del  $\alpha$  de Fischer et al. (1943) a partir del gráfico semilogarítmico. La distribución heterogénea a que se hizo referencia es la siguiente: La muestra 684-685m contiene casi exclusivamente nodosariáceos (96,9%, representados por 31 individuos distribuidos en 4 géneros y 9 especies) y un 3,1% proveniente de un único ejemplar de la superfamilia Chillostomellacea (**Linaresia danica**). La muestra 686-687m es mas diversa a nivel superfamilia que su inmediata superior. Contiene exclusivamente foraminíferos bentónicos, representados un 98,4% de formas calcáreas de pared hialina integrado por un 82% de nodosariáceos (32 individuos en 5 géneros y 9 especies), un 5,1% de chillostomelláceos (2 géneros y 2 especies representadas cada una por un individuo) que fueron registrados en una relativa mayor abundancia en el tramo superior 682-683m (4 ejemplares cada una de las especies), 5,1% de bulimináceos (una especie con 2 individuos) que también se registraron en el tramo 682-683m, y 2,6% de pleurostomelláceos (una especie con 1 individuo), 2,6% de fursenkoináceos (una especie con 1 individuo) y 2,6% de textulariáceos (una especie con 1 individuo).

La ausencia de planctónicos en el intervalo 684-687m, indicaría profundidades aún menores que las alcanzadas en la muestra 682-683m. La recopilación de los datos paleobatimétricos de otras regiones, de las formas bentónicas presentes en el intervalo no contradice un ambiente de aguas poco profundas (ver 5d.). La muestra 684-685 tiene un  $H(S) = 1,76$  y un  $S = 10$  especies y la 686-687 un  $H(S) = 1,77$  y un  $S = 15$  especies. Estos valores se encuentran en ambientes actuales de plataformas de 30-35m de profundidad (Buzas y Gibson, 1969); pero como se dijo anteriormente, por un lado, este tipo de comparaciones es confiable entre ambientes neógenos, por lo que los valores mencionados sólo indican menor diversidad y equitatividad que los de la muestra 682-683, y por otro, la cantidad de 71 ejemplares es considerablemente inferior a los 200 ejemplares, número a partir del cual  $H(S)$  alcanza un valor aproximadamente constante en contraste con el aumento de  $S$ .

### 3) Análisis del Paleoceno de las perforaciones T-136 y T-137

Según el legajo de las perforaciones T-136 y T-137, observaciones propias y de la Lic. Adelma Bayarsky de las muestras



de inyección de las citadas perforaciones, y antecedentes sobre los afloramientos de la zona del yacimiento de Río Turbio, se trata de facies marinas marginales con alternancia de niveles arcillosos con restos de plantas y palinomorfos terrestres y niveles areniscos finos con invertebrados marinos conchíferos que marcan ingresiones marinas de ambiente poco profundo (bivalvos incluidos los ostreidos, y gastrópodos), con la ocurrencia esporádica de foraminíferos calcáreos. Esta alternancia de niveles con fósiles marinos y niveles con arcillas carbonosas, restos de plantas carbonizados y venitas de carbón (niveles 311-315m y aproximadamente 718-723m en la perforación T-137, y 322-359m en la perforación T-136), induce a pensar en fluctuaciones de la línea de costa por ascensos y descensos relativos del nivel del mar en un ambiente de plataforma costera baja, pasando por dos ciclos con los subambientes de playa posterior-anterior a playa sumergida, hasta el ambiente de albufera con pantanos o marismas con flora de agua dulce, y en fluctuaciones en el suministro de terrígenos por parte de algún río o delta, con un nivel del mar relativamente alto para que se produzca allí el depósito de los terrígenos en lugar de entrar en el ciclo sedimentario marino.

Tramos de edad daniana:

Respecto de la microfauna, entre los niveles 732-801m de la perforación T-136, se hallaron los foraminíferos bentónicos conocidos para el Daniano, **Quadrimorphina allomorphinoides** (Reuss) (17 ejemplares), **Lenticulina wilcoxensis** (Cushman y Ponton) (7 ejemplares), **Alabamina midwayensis** Brotzen (6 ejemplares), **Lenticulina vortex** (Fichtel y Moll) (3 ejemplares), **L. klagshamnensis** (Brotzen) (2 ejemplares), **L. inornata** (d'Orbigny) (1 ejemplar), **L. sp. cf. L. rancocasensis** (Olsson) (8 ejemplares), **L. hornerstownensis** (Olsson)? (1 ejemplar), **Marginulinopsis ulatisensis** (Boyd) (1 ejemplar), **Glandulina sp. cf. G. laevigata** d'Orbigny (1 ejemplar), **Pyrulina fusiformis** (Roemer) (1 ejemplar), y el planctónico **Eoglobigerina pseudobulloides** (Plummer) (1 ejemplar), junto con **Laevidentalina sp. 6239**, hallada en el Daniano de la perforación SC-1 (1 ejemplar), **Gavelinella chathamensis** (Strong) (9 ejemplares) descripta para el Cretácico tardío de Nueva Zelanda y las formas con nomenclatura abierta, **Pyramidulina sp. 1** (6 ejemplares), **Lenticulina sp. 7** (2 ejemplares), **L. sp. 6** (1 ejemplar), **L. sp. 8** (1 ejemplar), **Ramulina sp. 1** (2 ejemplares), **Nodogenerina sp. 1** (1 ejemplar). Además en el intervalo 572-801m, considerado Daniano, aunque con mayor frecuencia en el tramo 727-801m, se registran las siguientes especies que fueron también halladas en niveles más jóvenes de la misma perforación: **Alabamina sp. 1885** (159 ejemplares), **Buliminella isabelleana** Camacho forma **procera** Huber (54 ejemplares), **Anomalinoidea praespissiformis** (Cushman y Bermúdez) (11 ejemplares), **Nonionella ovata** Brotzen (9 ejemplares), **A. perthensis** (Parr) (7 ejemplares), **Gyroidinoides cf. G. patagonicus** (Camacho) (5 ejemplares), **Fursenkoina sp.** (Masiuk, 1967) (5 ejemplares), **Cibicidina praecursoria** (Schwager) (2 ejemplares), **Lenticulina sp. 2** (2 ejemplares), **Quinqueloculina sp. 1997** (2 ejemplares), **Dentalinoides sp. 7058** (1 ejemplar) y **?Cribronion hiltermanni** (Hagn) (1 ejemplar). Esto implica que, el 21,6% de los ejemplares registrados corresponden a formas que no fueron

halladas en niveles estratigráficamente más altos, y el 78,4% pueden o no ser propios del intervalo daniano.

Considerando el total de los foraminíferos hallados en el intervalo de la perforación T-136 asignado al Daniano (572-801m), resulta una asociación integrada por un 64,7% de chilostomelláceos, un 16,4% representado por **Buliminella isabelleana** f. **procera** (de la familia Buliminellidae de Hofker redefinida por Revets, 1990, y sin ubicación sistemática en superfamilia), un 12,5% de nodosariáceos, un 0,6% de milioláceos y planorbulináceos respectivamente, y un 0,3% de rotaliáceos, stilostomelláceos y globigerináceos respectivamente. Sin embargo, si se consideran propias del intervalo únicamente a aquellas especies que no se registraron en niveles superiores, las superfamilias más frecuentes son nodosariácea (53,5%, con 9 especies y 26 ejemplares de **Lenticulina**, y en orden decreciente de abundancia los géneros **Pyramidulina**, **Ramulina**, **Laevidentalina**, **Marginulinopsis**, **Pyrulina** y **Glandulina** representados por una sola especie) y chilostomellácea (43,7%, con 3 géneros representados cada uno por una sola especie, con **Quadrिमorphina** que conforma más de la mitad de la superfamilia, **Gavelinella** que integra más de la dos terceras partes de la superfamilia y **Alabamina** que no alcanza a conformar el 20% de la superfamilia), acompañadas por stilostomellácea y globigerinácea (1,4% respectivamente, con una especie representada por un ejemplar).

De los 20 taxa considerados propios del intervalo, 9 fueron hallados en el Daniano de la perforación SC-1. Si se consideran todos los foraminíferos registrados en el intervalo en cuestión, se tienen en total 31 especies (se agregan 11 a las 20 anteriores), y sólo deben agregarse 2 especies a las 9 comunes a la perforación SC-1 (**Dentalinoides** sp. 7058 y **Gyroidinoides** cf. **G. patagonicus**, idénticas a las halladas en el SC-1). Comparando con otras cuencas danianas argentinas, considerando únicamente los foraminíferos propios del intervalo, se tienen: 6 especies en común y 2 formas comparables con la cuenca del Golfo San Jorge (Camacho, 1954; Bertels, 1975a, 1975b; Méndez, 1966; Masiuk, 1967), 6 especies en común con la cuenca del Colorado (Kaaschieter, 1963, 1965; Malumián, 1970a, 1970b), y solamente 2 especies en común y 2 comparables con Patagonia Septentrional (Bertels, 1964, 1975b, 1980; Mailhe et al., 1967; Rizzolo, 1968; Malumián en Lizuaín y Sepúlveda, 1979; Malumián et al., 1985). Considerando los trabajos citados y el total de los foraminíferos hallados en el intervalo, se tienen: 7 especies en común y 3 comparables con la cuenca del Golfo San Jorge, 6 especies en común y 1 comparable con la cuenca del Colorado, y 2 especies idénticas y dos comparables a las de Patagonia Septentrional.

Con respecto a la similitud con la fauna del Grupo Midway de Texas, teniendo en cuenta el total de los foraminíferos o únicamente los taxa que no se hallaron en muestras de niveles estratigráficos más altos, se tienen solamente 2 especies idénticas (**Alabamina midwayensis** y **Eoglobigerina pseudobulloidis**).

A diferencia de la perforación T-136, la T-137 sólo aportó escasísimos foraminíferos en las muestras 553-558m, 675-678m y

679-680m. Estos son 1 ejemplar de **Lenticulina rotulata** (Lamarck) en la muestra 553-558m, 2 ejemplares de "**Discorbis**" **mariae** (Jones) junto con 12 ejemplares de **Buliminella isabelleana** Camacho forma **procera** en la muestra 675-678m, y 2 ejemplares de la última especie citada en el nivel 679-680m. "**Discorbis**" **mariae** no se halló en muestras más altas, pero **Lenticulina rotulata** y **Buliminella isabelleana** forma **procera** son mucho más abundantes en niveles más jóvenes de la misma perforación asignados al Paleoceno superior, y por lo tanto es probable que los ejemplares de las muestras citadas sean caídos. Con respecto a la edad de la muestra 675-678m, "**Discorbis**" **mariae** es sinónima de otras especies registradas en el Paleoceno de Midway, Suecia, Dinamarca y Perú, y de **Discorbis luciferus** Camacho del Daniano superior de la Formación Salamanca, por lo tanto indica una edad daniana-paleocena. Sin embargo por correlación con la cercana perforación T-136, se considera probable que el intervalo inferior a los 548m tenga una edad daniana.

Teniendo en cuenta todos los foraminíferos hallados en el intervalo considerado daniano, la perforación T-137 tiene 2 especies en común con la cuenca del Golfo San Jorge: **Lenticulina rotulata** y "**Discorbis**" **luciferus**, 1 con la cuenca del Colorado: "**Discorbis**" **luciferus**, y 1 con Patagonia Septentrional: **Lenticulina rotulata**.

El número de especies comunes y los índices de Jaccard, ambos considerando especies idénticas y comparables, del total de los foraminíferos hallados en el Daniano en las perforaciones T-136 y T-137 y las demás cuencas danianas argentinas puede verse en los cuadros 1 y 2.

Los foraminíferos recuperados de ambas perforaciones presentan un estado de conservación regular a malo. En general se trata de pequeñas conchillas, opacas, con hoyos o fraccionadas (caracteres que probablemente sean debidos a procesos de disolución), totalmente rellenas con piritita framboidal (aparentemente el interior de los foraminíferos parece reunir las condiciones necesarias para la formación de la piritita, ya que la piritita es mucho más abundante en los organismos que en los sedimentos que los contienen).

Al igual que lo testimoniado por las facies litoestratigráficas y bioestratigráficas, la casi total ausencia de foraminíferos planctónicos indicaría un ambiente marino marginal. Los valores de  $H(S) = 2,12$  y  $S = 31$  especies, calculados teniendo en cuenta el total de los foraminíferos bentónicos registrados en el tramo daniano, están comprendidos en los órdenes de valores obtenidos por Buzas y Gibson (1969) en ambientes actuales entre 70m y menos de 100m de profundidad. Indudablemente, como se dijo anteriormente, las comparaciones entre ambientes paleocenos y actuales son poco confiables, y estos índices sólo tendrían valor para comparar muestras de la misma edad. Así, los valores obtenidos para el intervalo daniano de la perforación T-136, indican una diversidad específica intermedia a la obtenida para los tramos 682-683m y 684-687m de la perforación SC-1, pero debe considerarse la probabilidad de que los valores de la perforación T-136 estén influidos por la contaminación de especies del Paleoceno superior.

	CUENCA AUSTRAL					CUENCA DEL COLORADO	CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE	PATAGONIA SEPTENTRIONAL
	Total	Oriental	Occidental		Total			
		F. Campo Bola	F. C. Dorotea sección inferior	F. C. Dorotea sección superior				
	88							
		51						
		10	32					
		2	13	28				
	12 (14)	8 (10)	8 (9)	0 (1)		33		
	19 (25)	16 (20)	9 (12)	2 (3)		18 (19)	106	
	9 (13)	8 (11)	3 (5)	1		16 (17)	27 (28)	118
PATAGONIA SEPTENTRIONAL								
CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE								
CUENCA DEL COLORADO								
F. C. Dorotea								
F. C. Dorotea								
F. C. Dorotea								
Total								

Cuadro 1: Número de especies comunes entre las distintas cuencas paleocenas argentinas. Los números sin paréntesis corresponden a especies idénticas y los números entre paréntesis a especies idénticas y comparables.

CUENCA AUSTRAL					CUENCA DEL COLORADO	CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE	PATAGONIA SEPTENTRIONAL
Total	Oriental	Occidental					
	F. Campo Bola	F. C. Dorotea sección inferior	F. C. Dorotea sección superior				
Total							
		13,698					
		2,597	27,659				
CUENCA DEL COLORADO	11,009 (13,084)	10,526 (13,513)	14,035 (16,071)	0 (1,666)			
	10,857 (14,792)	11,347 (14,598)	6,976 (9,523)	1,515 (2,290)	14,876 (15,833)		
CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE	4,568 (6,735)	4,968 (6,962)	2,040 (3,448)	0.689	11,851 (12,686)	13,705 (14,285)	
PATAGONIA SEPTENTRIONAL							

Cuadro 2: Indices de Jaccard entre las distintas cuencas paleocenas de Argentina. Los valores sin paréntesis corresponden a índices calculados teniendo en cuenta únicamente a las especies idénticas, y los valores entre paréntesis consideran las especies idénticas y las semejantes o afines.

## Tramos del Paleoceno superior:

Considerando los intervalos de las perforaciones T-136 y T-137 asignados al Paleoceno superior, se tiene que más del 40% de la microfauna (45% y 42% respectivamente) corresponde a **Buliminella isabelleana** forma **procera**, sin asignación sistemática en superfamilia (según Revets, 1990). En orden decreciente de abundancia de superfamilias se tiene chilostomellácea (18,1% de la perforación T-136, con 2 especies y 81 ejemplares de **Anomalinoides**, 1 especie y 8 ejemplares de **Alabamina** y 1 especie y 5 ejemplares de **?Cribrononion**, y 13,1% de la perforación T-137, con 1 especie con 205 ejemplares de **Anomalinoides**, 1 especie con 13 ejemplares de **?Cribrononion**, 1 especie con 7 ejemplares de **Alabamina** y 1 especie con 5 ejemplares de **Gyroidinoides**), nonionácea (11,8% de la perforación T-136, con 1 especie y 58 ejemplares de **Nonionella**, y 17,4% de la perforación T-137, con 1 especie con 164 ejemplares del género anterior), y nodosariácea (8,9% de la perforación T-136, con 6 especies y 25 ejemplares de **Lenticulina**, 2 especies y 12 ejemplares de **Lagenoglandulina**, 2 especies y 3 ejemplares de **Dentalinoides**, 2 especies y 3 ejemplares de **Astacolus**, y 1 especie con un ejemplar de **Polymorphina**, y 8,4% de la perforación T-137, con 1 especie con 57 ejemplares de **Lenticulina**, 2 especies con 20 ejemplares de **Lagenoglandulina**, 1 especie con 1 ejemplar de **Sigmomorphina** y 1 especie con 1 ejemplar de "**Laevidentalina**"). Continúan luego los bulimináceos y planorbulináceos (los bulimináceos conforman el 6,1% de la perforación T-136, con 1 especie y 221 ejemplares de **Bulimina**, y el 2,3% de la perforación T-137, con 1 especie y 394 ejemplares, y los planorbulináceos comprenden el 5,9% de la perforación T-136, con 1 especie y 29 ejemplares de **Cibicidina**, y el 3,2% de la perforación T-137, de la misma especie anterior con 30 ejemplares), loftusiáceos, milioláceos y rotaliáceos (los loftusiáceos conforman el 1,2% de la perforación T-136, con 1 especie con 6 ejemplares de **Cyclammina**, y el 1,7% de la perforación T-137 con 16 ejemplares de la misma especie de **Cyclammina**; los milioláceos representan el 1,4% de la perforación T-136, conformados por 1 especie con 7 ejemplares de **Quinqueloculina**, y el 0,3% de la perforación T-137, con 3 ejemplares de la misma especie de **Quinqueloculina**; y los rotaliáceos representan el 1% de la perforación T-136 y el 1,4% de la perforación T-137, conformados por 5 y 13 ejemplares de **?Cribrononion** de las respectivas perforaciones), continúan fursenkoináceos (0,4% de la perforación T-136 y 0,1% de la perforación T-137, conformados respectivamente por 2 y 5 ejemplares de una misma especie **Fursenkoina**), ceratobulimináceos (representados únicamente en la perforación T-136 en un 0,2% formado por 1 ejemplar de **Ceratobulimina**), y pleurostomelláceos (presentes únicamente en la perforación T-137 en un 0,1% formado por 1 ejemplar de **Ellipsoglandulina**).

Comparando el Paleoceno superior de las perforaciones T-136 y T-137 con el resto de las cuencas paleocenas de Argentina, de edad daniana, se tienen muy pocas formas en común: dos formas en común (**Lenticulina rotulata** y **Fursenkoina** sp.) y una comparable con la cuenca del Golfo San Jorge (**Gyroidinoides** sp. cf. **G. patagonicus**), una forma en común con Patagonia Septentrional (**Lenticulina rotulata**), y una forma comparable con cuenca del

Colorado (*Gyroidinoides* sp. cf. *G. patagonicus*) (ver número de especies comunes e índices de Jaccard en los cuadros 1 y 2). esto se debe al fuerte cambio faunístico entre el Daniano y el Paleoceno superior.

Comparada con la fauna paleocena de Midway, tiene una sólo especie en común (*L. rotulata*); pero pueden agregarse otras formas comunes con asociaciones de tipo Midway como la de Túnez (*Nonionella ovata* y *Cibicidina praecursoria*).

La ausencia de planctónicos indica que se trata de un ambiente somero. El hecho de que los géneros han sido registrados en otros paleoambientes de escasa profundidad concuerda con lo anterior. Además, las conchillas rellenas con piritita framboidal, sobre todo los ejemplares de *Buliminella* y *Nonionella*, que en la actualidad viven en fondos fangosos con mayor contenido de materia orgánica, el predominio de *Buliminella*, y la presencia de estructuras primarias de pequeña escala como la laminación presente en afloramientos de la sección superior de la Formación Cerro Dorotea, indica un ambiente reductor con bajo contenido de oxígeno. Por otra parte, las muestras que componen los niveles de abundancia de las perforaciones T-137 y T-136, tienen valores de diversidad  $\alpha$  de 2-4 y 4-5 respectivamente, o sea que confirma que se trata de un ambiente marino marginal.

Los valores de H(S) y S de los niveles de abundancia de foraminíferos de ambas perforaciones son:  
H(S) del nivel 201-206m de la perforación T-136 = 1 y S= 8 especies, H(S) del nivel 206-211m de la perforación T-136 = 1,56 y S= 14 especies, H(S) del nivel 182-186m de la perforación T-137 =1,3 y S= 10 especies, y H(S) del nivel 186-190m de la perforación T-137 = 1,64 y S= 14 especies. Sin que se acepte la validez de la comparación con ambientes actuales, los valores de las muestras más superficiales de ambas perforaciones son comparables con los de plataformas actuales de menos de 30m de profundidad, y los de las muestras más profundas con los de plataformas actuales de 30-35m de profundidad (según datos de Buzas y Gibson, 1969).

#### 4) Características paleoecológicas del Cretácico tardío

En el Mesozoico se reconocen cuatro biogeoprovincias de límites graduales denominadas Tetis, Transicional, Boreal y Austral, cuyo origen (análogamente a la distribución de faunas modernas según fajas climáticas) está aparentemente relacionado con la temperatura. La provincia tropical del Tetis se caracteriza por especies planctónicas propias, la Transicional templado-cálida por una composición similar pero menor diversidad que la fauna planctónica de la provincia del Tetis y las provincias templado-frías Boreal y Austral no están tan bien caracterizadas.

Según la definición de Scheibnerová (1971a,b; 1972; 1973), la biogeoprovincia Austral (cuya región tipo es la Gran Cuenca Artesiana Australiana y la Cuenca Otway, y se reconoce además en el Indico Peninsular y Madagascar, Nueva Zelanda, dorsal Lord Howe, Antártida y Escudo de Malvinas) es una provincia templada,

fría y/o polar, caracterizada por la dominancia entre los bentónicos de formas aglutinadas que a menudo alcanzan grandes dimensiones y algunas formas calcáreas de conchillas pequeñas, delgadas y lisas, y entre los planctónicos por la abundancia de formas infladas tipo globigerina y ausencia de globotruncánidos, con sólo unos pocos taxones en los que se incluyen rugoglobigerinas, globigerinelloideos, hedbergéllidos y heterohelícidos, y ausencia de globotruncánidos.

Douglas y Savin (1975b) observaron que conchillas simples, pequeñas, de paredes delgadas, poco ornamentadas, globulares y con ciclos de vida cortos, habitan profundidades menores y predominan en asociaciones modernas y del Cretácico superior de regiones extratropicales, o sea que además de la relación de las provincias con la temperatura existe también una relación entre la morfología de las conchillas planctónicas y la profundidad del habitat.

De cualquier forma, dejando de lado la cuestión del origen de la distribución de las faunas en geoprovincias, la biogeoprovincia Austral requiere de una mayor cantidad de estudios para su caracterización, ya que como indicó Huber (1988), su definición se basa más en la ausencia de especies planctónicas propias de la provincia tropical del Tetis que en la presencia de especies propias, y en realidad gran parte de la indefinición actual sobre los límites de las provincias cretácicas, no sólo se debe al gradualismo de los mismas, sino a la falta de estudios sistemáticos detallados de los taxones, necesariamente previos a la investigación de su distribución geográfica.

En los últimos años se hicieron algunos intentos para solucionar la indefinición y los problemas estratigráficos de la Provincia Austral. Consecuentemente fueron propuestos algunos esquemas zonales para las altas latitudes como el de Webb (1971) para Nueva Zelanda y el de Huber (1988) para la Península Antártica; pero según Huber (1990), estos esquemas tienen una aplicación regional limitada ya que fueron realizados en secciones con secuencias estratigráficas incompletas o con facies locales que controlan la distribución de las faunas. Según Huber (1990), la secuencia maestrichtiana de la Elevación Maud (Mar de Weddell, Antártida) provee la asociación de foraminíferos planctónicos más completa para ese rango bioestratigráfico de la Provincia Austral. Por lo tanto este autor describió en los pozos 689B y 690C (Leg 113 ODP) un esquema zonal cuya utilidad verificó en los sitios 698 y 700 (Leg 114 ODP, en la región austral del Atlántico Sur) y en el pozo 738C (Leg 119 ODP, en el Escudo Kerguelen, Océano Indico Sur). Además luego de revisar las investigaciones y parte del material de Krasheninnikov y Basov (1983), Sliter (1977) y el suyo propio publicado en Huber (1988), ese autor opina que su esquema posee zonas que se reconocen en los Sitios 327A (Leg 36) y 511 (Leg 71) del DSDP en el Plateau de Malvinas, en el Sitio 208 del Mar de Tasman y en afloramientos de las islas Marambio y Ross (Huber, 1990, 1991a, 1991b). El esquema zonal propuesto por Huber (1990, 1991b) comprende:

a) La Zona de rango parcial de **Globigerinelloides impensus**. Definida desde la primera hasta la última aparición de **G. impensus** Sliter. Contiene las especies asociadas **Globigerinelloides**



**multispinatus**, **Hedbergella holmdelensis**, **H. planispira** y **Archaeoglobigerina australis**. La zona fue reconocida en: Sitios 689B y 690C de la Elevación Maud (Mar de Weddell), y en forma parcial, ya que solo se tiene la secuencia sedimentaria campaniana superior, en el Sitio 700B del Atlántico Sur y en los Sitios 327 y 511 del Escudo de Malvinas. Según Huber (1990) esta zona no se registra en la Formación Lopez de Bertodano de la isla James Ross por una exclusión batimétrica de la especie nominante o quizás por que es probable que la secuencia sea más joven que lo que informó en Huber (1988). La zona presenta una diversidad baja con una a nueve especies y contiene raramente una sola especie carenada (**Globotruncana pseudolinneiana**).

b) La Zona de Intervalo de **Globotruncanella havanensis** de edad Maestrichtiana inferior, definida desde la última ocurrencia de **Globigerinelloides impensus** hasta la primera aparición de **Abathomphalus mayaroensis**. Contiene las especies asociadas **Hedbergella monmouthensis**, **H. sliteri**, **Globotruncanella havanensis**, **Archaeoglobigerina australis**, **A. mateola** y **Rugotruncana circumnodifer**. La zona fue reconocida en los Sitios 689B y 690C de la Elevación Maud, 700B del Atlántico Sur y 327 del Escudo de Malvinas, y en la isla Marambio (Antártida). Presenta una diversidad baja de cinco a nueve especies, pero ninguna carenada.

c) La Zona de Rango Total de **Abathomphalus mayaroensis**, de edad maestrichtiana superior, está definida por el rango total de la especie nominante. Aparentemente **A. mayaroensis** tendría registros más tempranos o antiguos en altas latitudes y por lo tanto se la considera una especie con distribución transgresiva desde latitudes altas hacia las bajas. Contiene las especies asociadas **Globigerinelloides subcarinatus**, **Gublerina robusta**, **Hedbergella sliteri**, **Globotruncanella petaloidea**, **Rugotruncana circumnodifer**, **Abathomphalus intermedius** y **Globotruncana bulloides**. Se registra en los Sitios 689 y 690 de la Elevación Maud, en el Sitio 208 del Mar de Tasman, y los Sitios 698A y 700B del Atlántico Sur. Según Huber (1988), **A. mayaroensis** no se registra en el Maestrichtiano de la isla Marambio por la escasa paleoprofundidad. Tiene una diversidad máxima de 14 especies y la máxima diversidad de especies doblecarenadas (**A. mayaroensis**, **Globotruncana bulloides** y **Rugotruncana circumnodifer**).

Según Huber (1990, 1991b), en el anterior esquema zonal se hallan algunas especies hasta el momento endémicas de la Provincia Austral, como son **Globigerinelloides impensus** Sliter, **Archaeoglobigerina australis** Huber, **A. mateola** Huber, **Hedbergella sliteri** Huber y **Rugotruncana circumnodifer** (Finlay).

Más recientemente Huber (1992), recopiló los datos de número total de foraminíferos planctónicos y número de especies planctónicas carenadas publicados para distintas localidades del Hemisferio Austral entre los 33° y los 57° de paleolatitud sur para el Campaniano y Maestrichtiano, y observó que:

a) Para el Campaniano temprano, no se reconocen especies endémicas y la composición de especies de todos los sitios del Atlántico Sur y Australia Occidental era similar. En consecuencia, no reconoció el Dominio Austral, e incluyó todas las especies desde los 42° de paleolatitud sur hasta el polo, en el Dominio

Transicional. Según indicó, la distribución de los foraminíferos planctónicos muestra zonas climáticas latitudinales amplias y quizás temperaturas polares más cálidas, y ambas observaciones están apoyadas por estudios de paleotemperaturas de belemnites de Nueva Zelanda y de foraminíferos planctónicos del Pacífico Occidental Ecuatorial.

b) Para el Campaniano tardío, observó que en todas las localidades de alta paleolatitud sur hubo una disminución del número total de foraminíferos planctónicos y del número de formas carenadas, y un aumento del gradiente con la latitud en relación al Campaniano temprano. Huber (*op. cit.*) indicó algunas pocas especies carenadas en bajas frecuencias, que **Heterohelix**, **Globigerinelloides**, **Hedbergella** y **Archaeoglobigerina** dominan las asociaciones, y que **A. australis** (que considera un componente dominante de las asociaciones del Campaniano tardío-Maestrichtiano de regiones australes del Atlántico Sur e Indico) y **G. impensus** (hallado en secciones campanianas tardías de regiones australes de los océanos Atlántico Sur e Indico y cuya extinción en altas latitudes australes, marca el límite Campaniano-Maestrichtiano) son endémicas del Dominio Austral. Según Huber (*op. cit.*), durante el Campaniano tardío el límite norte del Dominio Austral, en el Océano Atlántico Sur, se halla aproximadamente a los 48° de paleolatitud sur, y este límite se basa en la casi completa ausencia de formas carenadas y ornamentadas, y en la distribución de las especies endémicas citadas.

c) Durante el Maestrichtiano tardío, el Dominio Austral tiene un total de 13 especies de foraminíferos planctónicos y una o ninguna especie carenada. Observó que las asociaciones circumantárticas están dominadas por especies planctónicas simples y globulosas, con ausencia de indicadores del Dominio del Tetis, y que tienen dos taxones endémicos, **Hedbergella sliteri** y **Archaeoglobigerina mateola** (que en el Dominio Austral tienen su primera aparición en secciones del Maestrichtiano más temprano y llegan al Maestrichtiano tardío), ambas registradas en regiones australes del Atlántico Sur e Indico, e isla James Ross, y la primera hallada también en el Pacífico Sudoccidental.

d) Que el Maestrichtiano tardío se caracteriza por un aumento en el número total de foraminíferos planctónicos y de los planctónicos carenados, y por la migración de taxones carenados hacia los polos; pero el gradiente latitudinal de especies sigue siendo alto. Utilizó las disminuciones abruptas de la diversidad registradas entre los 44° y 52° de paleolatitud sur para definir los límites septentrionales de los dominios Transicional y Austral, e indicó que, **Globotruncana bulloides** Vogler, **G. subcircumnodifer** (Gandolfi), **Rugotruncana circumnodifer** (Finlay), **Abathomphalus intermedius** (Bolli) y **A. mayaroensis** (Bolli), están presentes en el Reino Austral, y que **H. sliteri**, **A. australis** y **A. mateola** tienen una distribución restringida al Dominio Austral.

Para explicar las tendencias meridionales en la distribución de los foraminíferos planctónicos cretácicos, Huber (1992) utilizó los conceptos de Bé (1977, 1980) y Caron y Homewood (1983). Bé (*op. cit.*) indicó que en ambientes actuales, las formas pequeñas, tipo Globigerina, morfológicamente simples, predominan en aguas cercanas a la superficie; las formas grandes, morfológicamente complejas, viven en profundidades mayores; las formas juveniles,

globosas, de paredes finas, que viven en aguas superficiales, aumentan la profundidad del habitat mediante una transformación de sus conchillas tendiente a un aumento de densidad durante la ontogenia (por espesamiento de las cámaras e incremento de la ornamentación superficial); y las formas adultas, tipo Globigerina, pequeñas y de paredes delgadas, habitan aguas superficiales durante todo su rápido ciclo reproductivo; pero formas que viven en aguas profundas, durante su estadio juvenil habitan la zona eufótica y cuando son adultas migran por debajo de los 100m de profundidad, o sea que cambian la morfología de sus conchillas durante sus largos ciclos de vida. Caron y Homewood (1983) sugirieron que moradores de aguas superficiales, morfológicamente simples, estuvieron bien adaptados a los ambientes oceánicos altamente convectivos por su alta fecundidad y ciclos reproductivos largos, y que cuando hubo un mejoramiento de la estabilidad oceánica, aumentó la estratificación vertical por densidad y como consecuencia aumentó la competencia para habitar los nichos estratificados de las aguas superficiales y la diversidad morfológica. Este concepto se basa en que actualmente los cambios estacionales de la radiación solar en altas latitudes producen variaciones de temperatura, salinidad, surgencia de nutrientes, profundidad de la zona fótica y regulan los patrones de distribución de las poblaciones dinámicas y de la biosfera marina; y aunque se desconoce la estructura vertical del agua superficial de los océanos de altas latitudes del Cretácico, se asume que como ocurre actualmente, las aguas intermedias y superficiales fueron más "mezcladas" y probablemente los contrastes verticales de temperatura y densidad fueron menores.

En opinión de Huber (1992), las asociaciones de alta latitud del Cretácico tardío (caracterizadas por la baja diversidad específica, dominio de especies simples y casi total escasez de globotruncánidos con carena y/u otros morfotipos fuertemente ornamentados) pueden explicarse por una desprofundización hacia los polos de los nichos habitables en la columna de agua, o sea que las especies habrían utilizado la estrategia adaptativa de ocupar un hábitat de agua poco profunda en las regiones polares y esto habría sido inducido por zona de productividad del fitoplancton poco profunda (por el bajo ángulo de insolación), por la alta convección y pobre estratificación de las aguas superficiales, y por la gran estacionalidad en el abastecimiento de nutrientes. Además, según Caron y Homewood (1983), las asociaciones de planctónicos del Cretácico superior polar, tienen la morfología de colonizadores oportunistas que habitan profundidades someras en columnas de agua pobremente estratificadas.

Huber (1992) considera que en la distribución de los foraminíferos planctónicos cretácicos, los cambios de la estructura de la densidad y estabilidad de las aguas superficiales pueden haber sido igual o más importantes que la temperatura. Huber (1992) explica que la migración de especies carenadas y/o fuertemente ornamentadas hacia altas latitudes durante el Maestrichtiano temprano y tardío, período en que se tienen testimonios de un enfriamiento global y por lo tanto estaría aparentemente en contra de los modelos paleobiogeográficos para

morfología interna observable a través de microradiografías y disecciones seriadas en posiciones definidas logradas mediante un micromanipulador, métodos aplicables solo en conchillas vacías y lamentablemente las del Polux están rellenas o recristalizadas (**C. pilula**, que según el concepto de Huber incluye a **C. bulbosa**, se diferencia de **A. australis** por el enroscamiento más evolutivo de las primeras vueltas, el mayor número de cámaras en la primer y penúltima vuelta, y el crecimiento más lento de las cámaras).

Volviendo a la definición de Scheibnerová, vale aclarar que estudios previos, indican que en la Provincia Austral se registran globotruncánidos en muy baja proporción y con preservación deficiente que impide observar los caracteres aperturales. Lamentablemente el material del Polux presenta una conservación acorde con la conocida en la biogeoprovincia Austral, y al igual que en otras regiones de esta biogeoprovincia se registran escasos representantes de la familia Globotruncanidae. Pueden citarse como ejemplo el Cenomaniano-Maestrichtiano de la cuenca Austral (Malumián y Masiuk, 1978; Natland *et al.*, 1974), Maestrichtiano de Patagonia Septentrional (Bertels, 1969, 1970), Turoniano-Campaniano del Plateau de Malvinas (Krasheninnikov y Basov, 1983), Maestrichtiano de la dorsal Lord Howe en el Mar de Tasmania (Webb, 1973a), Campaniano superior-Maestrichtiano de la región de Madagascar (Sigal, 1974), Cenomaniano-Turoniano y Maestrichtiano del Escudo Kerguelen del Océano Indico (Quilty, 1973, y Huber, 1989b respectivamente), Maestrichtiano del Mar de Weddell en Antártida (Huber, 1990).

Respecto de los globotruncanidae, la sistemática de Loeblich y Tappan (1964) incluía a **Marginotruncana** como sinónimo de **Globotruncana** perteneciente a la familia Globotruncanidae, y la sistemática más moderna de Loeblich y Tappan (1988) separa a **Marginotruncana** como un género aparte y diferenciable de **Globotruncana** por poseer pórtico o pórticos fusionados como una verdadera tegilla y abertura primaria extraumbilical-umbilical, (**Globotruncana** posee sistema apertural de tegilla y abertura primaria interiomarginal umbilical) ambos pertenecientes a la familia Globotruncanidae. Con referencia a las globotruncanas mal conservadas de la cuenca Austral, como indicaron Malumián y Masiuk (1978), podrían ser en realidad especies de **Marginotruncana**. Esto se debe a que por un lado las globotruncanas del grupo de **G. coronata-marginata-pseudolinneiana** a las que se hace referencia en Malumián y Masiuk (1978) para sedimentos del Coniaciano y probable Santoniano, son reconocidas en trabajos más modernos como especies de **Marginotruncana**; y por otro lado: 1) actualmente se acepta que **Globotruncana** se originó a partir de **Marginotruncana**, y 2) según Robaszynski *et al.* (1984) el grupo de **Globotruncana linneiana**, grupo más antiguo y de origen más seguro, se habría originado en el Coniaciano-Campaniano (Zonas de **Dicarinella concavata**, **Dicarinella asymetrica** y parte inferior de la Zona de **Globotruncana elevata**, con registros dudosos en el Coniaciano-Santoniano inferior y registros seguros a partir del Santoniano superior) a partir de **Marginotruncana pseudolinneiana**, por migración de la abertura primaria hacia una posición umbilical y el reemplazo de pórtico por tegilla. De manera que las "globotruncanas" del nivel 750m del Polux x-1, probablemente

Coniaciano, y las del grupo de **Globotruncana coronata-marginata-pseudolinneiana** de las perforaciones de Tierra del Fuego y de posible edad santoniana según Malumián y Masiuk (op. cit.), tendrían por la edad asignada en base al resto de la microfauna presente y por sus caracteres morfológicos, una mejor posición genérica en **Marginotruncana**, ya que las especies de globotruncanas más antiguas reconocidas (**G. linneiana** con registros dudosos en el Coniaciano y parte inferior del Santoniano y seguros a partir del Santoniano superior, **G. bulloides** y **G. mariae** con registros confiables en el Santoniano superior, y **G. arca** a partir de la base del Campaniano), se diferencian claramente del material bicarenado de la Cuenca Austral. Por otra parte, el caso de **Globotruncana rugosa** del pozo Polux x-1, cuya preservación también impide observar si posee pórtico o tegilla, podría ser un caso especial ya que según observaron Robaszynski et al. (op. cit.), dicha especie presenta desarrollo de pórtico o tegilla según se trate de ejemplares pequeños o grandes.

Además, según Robaszynski et al. (1984, p. 162), **Globotruncana rugosa** (Mariae) es una forma típica de aguas poco profundas y altas latitudes boreales. Su hallazgo en el Polux x-1, extiende su distribución al hemisferio austral.

Respecto de la fauna bentónica del pozo Polux x-1, aunque menos diversa, es muy semejante a la de Gingin Chalk y Toolonga Calcilutite del Santoniano y Santoniano-Campaniano temprano de la cuenca australiana de Carnabon, descrita por Belford (1960). Respecto de la fauna planctónica, según la observación de los caracteres morfológicos externos mediante lupa binocular y fotografías de microscopía electrónica, muestra algunas especies en común, notablemente las más abundantes del Polux, con las de la cuenca australiana recién mencionada, **Costellagerina pilula** y **C. bulbosa**, y con la fauna boreal de la isla Bornholm del Mar Báltico descrita por Douglas y Rankin (1969), **Whiteinella baltica**. Extrañamente presenta escasa semejanza con la microfauna registrada en zonas mucho más cercanas como el sector oriental de la Plataforma de Malvinas (Sitios 327, 330 y 330A del Leg 36 del DSDP). Aunque debe tenerse en cuenta lo expresado en párrafos anteriores sobre la posibilidad de que ejemplares identificados en este trabajo como **C. pilula** y **C. bulbosa** sean en realidad **A. australis**.

La asociación de foraminíferos planctónicos cretácicos del Polux x-1 es indicadora de ambiente de plataforma. Esta afirmación se fundamenta en las observaciones de Sliter (1972) y Douglas y Savin (1975). El primero de los autores indicó que en ambientes someros del Cretácico tardío dominan los heterohelícidos y globigerinélidos, y los hedbergélidos muestran un marcado aumento respecto de los ambientes profundos, en tanto que los ambientes profundos dominan los globotruncánidos, y los heterohelícidos, hedbergélidos y globigerinélidos son menos comunes. Los autores mencionados en segundo lugar, a través de análisis de isótopos de oxígeno en las conchillas de foraminíferos probaron que las especies de aguas poco profundas incluyen formas tipo globigerina con paredes finas y espinosas, y las especies de ambiente profundo son planares y cónicas, y tienen paredes más gruesas. En el Polux

x-1, excepto por unos pocos ejemplares de **Globotruncana** sp. (descrita por Malumián y Masiuk, 1978), **G. rugosa** y "**Rugotruncana**" **cretacea** (complejas, de paredes gruesas, carenadas y densamente ornamentadas) en la muestra 750m, el intervalo cretácico analizado contiene una asociación constituida (o dominada en el caso de la muestra 750) por formas globosas, de paredes finas y espinosas.

Smith (1955), observó que el origen de los foraminíferos planctónicos es el mar abierto y que la abundancia de las conchillas planctónicas está inversamente relacionada con la distancia al área de origen. Murray (1976) agregó, que en la pendiente continental, donde no hay una actividad significativa de corrientes, se encuentran todos los tamaños de conchillas ya que sedimentan todas las conchillas que viven en la columna de agua (los más pequeños en forma más lenta y viceversa), y en regiones poco profundas sólo se encuentran las conchillas que transportadas por corrientes, alcanzaron ese ambiente menos favorable donde murieron y se depositaron, o sea que tuvieron una selección de tamaños debida al transporte lateral. Murray (op. cit.) observó que, en el ambiente de talud superior, la relación planctónicos/bentónicos (expresada como el porcentaje de planctónicos respecto al total de foraminíferos) es mayor al 70%, hay un amplio rango de tamaños con juveniles y adultos de todas las especies, y la diversidad es la máxima para la latitud correspondiente; en el ambiente de plataforma externa, la relación p/b varía entre 40-70%, algunas especies están representadas por ejemplares juveniles y adultos mientras otras especies sólo tienen ejemplares juveniles, y la diversidad es menor que en la zona adyacente de talud; en el ambiente de plataforma media, la relación p/b varía entre 10-60%, hay una alta proporción de ejemplares juveniles y sólo unas pocas especies tienen representantes adultos, y la diversidad es baja; y en el ambiente de plataforma interna, la relación p/b es menor que el 20%, todas las especies tienen ejemplares casi exclusivamente juveniles, y la diversidad es muy baja.

En el Cretácico superior del Polux x-1 se obtuvieron los siguientes valores:

muestras (m)	p/b (%)	spp. p	ejemplares p
690	13,20	3	7
700	6,09	2	5
710	27,27	2	3
720	19,29	3	22
730	2,97	3	5
740	6,27	6	35
750	23,96	10	290
770	0	0	0
780	14,28	1	1
790	0	0	0
800	20	2	5
810	3,95	1	3

Respecto de la muestra 710m, la asociación entre el ambiente y relación p/b se considera poco significativa ya que solamente se hallaron 4 especies bentónicas representadas por un total de 7

ejemplares y 2 especies planctónicas con 3 ejemplares en total, de manera que la diversidad de la muestra es muy baja y por lo tanto se considera que se depositó en un ambiente de plataforma. Teniendo en cuenta lo anterior, se considera que con excepción de la muestra 750m, el tramo 810-770m correspondería a un ambiente de plataforma interna por las relaciones p/b, baja diversidad específica y ausencia de variaciones de tamaño intraespecíficas.

Aunque es probable que la muestra 750m tenga una diversidad algo menor que la aparente por contaminación de foraminíferos caídos de niveles estratigráficos más altos (la presencia de **Gaudryina healyi**, restringida al Campaniano-Maestrichtiano, parece corroborar la existencia de contaminación), es sin duda mucho más diversa que las restantes muestras cretácicas (contiene un total de 55 taxa y por lo menos 9 especies planctónicas). Se considera que la diversidad y la relación p/b, indican un ambiente que pudo haber alcanzado profundidades de plataforma media.

Según observaron Sliter (1972) y Sliter y Baker (1972), las comunidades bentónicas del Cretácico tardío del margen oceánico del sur de California muestran una sucesión a lo largo de gradientes batimétricos del margen continental muy similar a la que se verifica actualmente en el margen del Pacífico Oriental. Estos autores consideran que la sucesión o distribución vertical, está directamente relacionada con diferenciaciones climáticas y de corrientes oceánicas y con los niveles de nutrientes y disponibilidad de recursos alimenticios.

Al aplicar los conceptos de los rangos paleobatimétricos de algunos géneros (sensu Sliter y Sliter y Baker, *op. cit.*) en el Polux x-1, se vio que el tramo 810-690m tiene un dominio de géneros característicos del ambiente de talud como son en el Cretácico del Pacífico **Gavelinella**, **Gyroidinoides**, **Praebulimina**, **Glomoespira** (**Repmanina** en este trabajo según la sistemática de Loeblich y Tappan, 1988), **Spiroplectamina** (**Quasispiroplectamina** de este trabajo), **Ammodiscus**, **Haplophragmoides** y nodosáridos (el 77,63% de los ejemplares bentónicos de la muestra 810, el 70% de la muestra 800, el 83,33% de la 780, el 60% de la 770, más del 40% de la muestra 750, más del 11% de la 740, el 53,98% de la 730, el 51,1% de la 720, el 37,5% de la 710; el 87% de la 700 y el 54,34% de la 690 corresponden a géneros característicos de talud). Sin embargo, vimos que tanto los tipos morfológicos planctónicos como las relaciones p/b, contradicen la idea del ambiente de talud, por lo tanto se considera que el paleoambiente marino bentónico del Polux debió ser completamente distinto al aproximadamente coetáneo del margen oriental del Pacífico, o quizás el modelo del Pacífico tenga únicamente validez intraregional.

Otros modelos de distribución de los foraminíferos bentónicos cretácicos como el de Olsson y Nyong (1984), tampoco parecen tener una buena correspondencia con el ambiente del Polux. Olsson y Nyong (*op. cit.*) aplicaron el concepto de que las biofacies de foraminíferos que se encuentran lateralmente también se deben encontrar verticalmente (ley de Walthers). Por medio del análisis de la distribución de la facies de foraminíferos en la paleopendiente de la costa de Maryland (Nueva Jersey), la

distribución vertical en secciones estratigráficas, y la yuxtaposición de las biofacies y su integración con cada ciclo de cambio del nivel del mar en el perfil de la paleopendiente, construyeron un modelo de distribución paleobatimétrica de los foraminíferos bentónicos del Campaniano-Maestrichtiano temprano de Nueva Jersey y Delaware. Las únicas especies comunes entre este modelo y el paleoambiente del Polux son las siguientes:

**Citharina multicostata** (Cushman): en el Polux sólo se halló un ejemplar a los 700m; en el modelo se presenta en baja abundancia entre los 10 y 18m de paleoprofundidad y en gran abundancia entre los 18 y 80m. Esta paleoprofundidad esta de acuerdo con el paleoambiente de plataforma interna asignado al nivel 700m según la relación p/b, baja diversidad, etc.

**Loxostomun eleyi** (Cushman) = **L. subrostratum** Ehrenberg: en el modelo se presenta entre los 150-200m de profundidad o sea en el ambiente de plataforma externa; en el Polux se halló un ejemplar a los 730m, pero según la relación p/b, diversidad y variaciones intraespecíficas de tamaño de planctónicos, el nivel correspondería a un ambiente de plataforma interna.

**Marssonella oxycona** (Reuss): en el modelo se presenta entre los 160 y 220m de paleoprofundidad o sea en el ambiente de plataforma externa a talud superior; en el Polux se hallaron 5 ejemplares en la muestra 750m, que por la presencia de planctónicos carenados se interpreta que pudo haber alcanzado una profundidad correspondiente al ambiente de plataforma media, y 6 y 1 ejemplar en las muestras 740m y 730 respectivamente, que según la relación p/b, número de especies planctónicas, diversidad de bentónicos ( $\alpha$  entre 7 y 8), etc., se interpreta que se habrían depositado en un ambiente de plataforma interna.

**Pullenia cretacea** Cushman: según el modelo se presenta entre los 225 y 267m de paleoprofundidad o sea en el ambiente de talud; en el Polux se hallaron 2 ejemplares en las muestras 690 y 720m respectivamente, y se interpreta que estos niveles corresponden a un ambiente de plataforma interna por las relaciones p/b, bajo número de especies planctónicas y poca variación intraespecífica del tamaño de los planctónicos.

Las formas comunes al Polux y al paleoambiente analizado en el modelo de Olsson y Nyong (op. cit.) son muy pocas y esas pocas especies se presentan en el Polux en muy baja frecuencia, además las paleoprofundidades contradictorias obtenidas para las especies comunes al modelo y las resultantes de la relación p/b de los niveles en que se registran estas formas, parecen indicar que el paleoambiente del Polux fue muy distinto al de Nueva Jersey y Delaware.

#### 6) Análisis del tramo 900-840m del pozo Cruz x-1

Extrapolando las observaciones realizadas por Jones y Charnock (1985) sobre los hábitos alimentarios y posiciones de vida de foraminíferos aglutinados actuales, se observa que los foraminíferos del tramo 900-840m del pozo Cruz x-1 constituyen un conjunto con predominio de infaunales (morfogrupos C de Jones y Charnock, op. cit.).



## 5d. Autoecología a nivel genérico y datos específicos

### **Nonionella:**

Este género se ha registrado frecuentemente en el Paleoceno de la cuenca Austral. En el sector oriental de la cuenca, **Nonionella** sp. del Daniano de la perforación SC-1, es la especie más abundante de la muestra 682-683m (16% de la fauna total de la muestra, y aunque no se registró en las otras muestras danianas del SC-1, sigue siendo la especie más representada del Daniano). Lamentablemente dicha forma no ha sido observada en este trabajo, ya que entre el material depositado en la colección de micropaleontología de la Secretaría de Minería no se conservó ningún ejemplar, y tampoco existen descripciones ni ilustraciones. Su única mención se refiere al trabajo de Malumián et al. (1971). Por otra parte, en el Paleoceno superior del sector occidental de la cuenca, **Nonionella ovata** Brotzen, ocupa el tercer lugar de frecuencia en las perforaciones T-137 y T-136; (17,4% y 11,8% respectivamente), en tanto que en el Daniano del mismo sector de la cuenca, **N. ovata** se halló únicamente en baja proporción en la perforación T-136 (2,7%), por lo que es probable que su presencia se deba a la contaminación por derrumbe de material de niveles estratigráficamente superiores.

Estudios ecológicos sobre material actual indican que el género habita en ambiente marino templado-cálido, en substratos limosos, desde la zona de plataforma hasta incluso la zona batial superior (profundidad del agua 10-1000 metros), tiene hábito infaunal, libre, y se considera con dudas que podría tener hábitos detritívoros (según Murray, 1991). Aunque respecto de la preferencia batimétrica del género, Sliter y Baker (1972), opinan que tanto en ambientes actuales como en el Cretácico superior del margen Pacífico, **Nonionella** es un género común en zonas de plataforma interna a media. Por su parte, Bandy y Arnal (1960), indican que en asociaciones actuales está abundantemente representado en ambientes someros de plataforma interna de muchas áreas del mundo.

En ambientes fósiles, el género ha sido registrado frecuentemente en asociaciones paleocenas tipo Midway o afines de diversas áreas geográficas del mundo. Por ejemplo, **Nonionella** spp. es el componente más frecuente de asociaciones de agua poco profunda del Daniano-Paleoceno superior de Túnez (Berggren y Aubert, 1975; Aubert y Berggren, 1976).

Respecto de **Nonionella ovata** Brotzen, fue descripta originalmente como especie poco frecuente para el Paleoceno de la región de Klagshamn (Suecia) en conglomerados y areniscas con rodados redepositados del Daniano, que suprayacen a limolitas y limoarenitas danianas. Tampoco se tienen datos paleoambientales del registro de esta especie en el Miembro Sonja de la F. Agatdal de Groenlandia (Hansen, 1970; Berggren y Aubert, 1975), ya que allí forma parte del relleno de gastrópodos redepositados en una lente arenosa interpretada como depósitos deltaicos originados por ríos afectados por movimientos tectónicos. Datos paleoambientales obtenidos de Pozaryska (1965), Berggren y Aubert (1975) y Aubert

y Berggren (1976), indican que esta especie se registra en facies de aguas poco profundas del Daniano de Polonia y Dinamarca y del Montiano de Polonia, y que es el componente principal de este tipo de facies presentes en el Paleoceno de Túnez.

### **Buliminella:**

El género, ausente en la perforación SC-1 del sector oriental de la cuenca Austral, está frecuentemente representado por **Buliminella isabelleana** forma **procera** en el sector occidental en la zona de Río Turbio. La distribución de esta forma es muy variable según los niveles. Conforman el 41,9% y el 44,9% de la microfauna de la parte superior, paleocena superior, de las perforaciones T-137 y T-136 respectivamente, alcanzando en algunos niveles valores de aproximadamente 80%. **B. isabelleana** f. **procera** también se halla en el Daniano de las citadas perforaciones (82% de la microfauna de la perforación T-137, porcentaje de valor estadístico menos confiable que el de los niveles paleocenos superiores ya que corresponde a 14 ejemplares sobre un total de 17 conchillas, de las cuales sólo dos pertenecen a una especie que no se registra en niveles de Paleoceno superior y por lo tanto las además pueden provenir de derrumbe; y el 16,4% de los microfósiles de la perforación T-136, porcentaje algo más significativo ya que corresponde a 54 ejemplares de esta forma vs. un total de 329 conchillas de las cuales 76 corresponden a formas ausentes en niveles suprayacentes).

Fuera de la cuenca Austral, **Buliminella isabelleana** forma **procera** ha sido registrada como una especie muy abundante (82% en las muestras en que fue hallada) en la Formación López de Bertodano, en niveles depositados en ambiente reductor, con bajo contenido de oxígeno, y casi total ausencia de foraminíferos aglutinados (Huber, 1984).

Una forma similar a la tratada, registrada desde el Eoceno superior al Reciente es **Buliminella elegantissima**. Datos ecológicos recopilados por Murray (1991), indican que en la actualidad es una especie cosmopolita que habita aguas polares a tropicales, de alta o baja salinidad y una variedad de ambientes que van de cercano a la costa hasta los 3000m de profundidad. Como toda especie oportunista, se encuentra en baja o alta abundancia, y cuando lo hace en alta abundancia se registra en ambientes estresados, principalmente poco profundos y de baja diversidad. Por su parte Bandy y Arnal (1960) observaron que en asociaciones actuales **Buliminella elegantissima**, y varias especies de **Nonionella** y **Elphidium**, están abundantemente representados en ambientes someros de plataforma interna de muchas áreas del mundo.

Es probable que las proporciones variables en que se encuentra **Buliminella isabelleana** forma **procera** indiquen, como en el caso de **Buliminella elegantissima**, el carácter oportunista de la especie.

Según Bernhard (1986), en ambientes actuales conchillas de morfología ahusada como la forma tratada, son típicas de ambiente

hipóxico.

Por otra parte, observaciones realizadas por Kitazato (1981, 1988) en playas rocosas modernas, indican que las cuatro formas de vida reconocidas (adheridas a la vegetación por medio de pseudópodos con sus conchillas elevadas, formas que se arrastran en la maleza o sustratos duros por medio de sus pseudópodos, formas fijas inmóviles por medio de la secreción de una "cola" orgánica, y formas libres) presentan una morfología distintiva, así los foraminíferos con conchillas elongadas, espira alta y abertura terminal, como **Buliminella** spp., **Bolivina** spp. y **Quinqueloculina** spp., tienen una vida libre y se mueven dentro y sobre sedimentos blandos fangosos que se acumulan debajo de la maleza marina y probablemente sean omnívoros.

### Osangularia:

El único hallazgo del género en el Paleoceno de la Argentina, parece ser el de la perforación SC-1 en el sector oriental de la cuenca Austral, donde se hallaron 5 ejemplares de **Osangularia plummerae** Brotzen (2,2% de la fauna bentónica o 2,1% de la microfauna total de la muestra 682-683m). Si bien el porcentaje de la especie en la perforación tratada es bajo, **O. plummerae** se presenta únicamente en el nivel 682-683m, y este nivel, por ser también el único con foraminíferos planctónicos, con seguridad es el que marca la mayor profundidad alcanzada en el Daniano.

Datos paleoambientales de esta especie son los siguientes:

**Osangularia expansa**=**O. plummerae** Brotzen fue hallada en la Planicie de la Costa de Golfo (Plummer, 1926; Kellough, 1959, 1965), en la F. Wills Point (formación superior del Grupo Midway), que según Kellough (1965) representa una transgresión con profundidad de agua de 90m en la base, hasta una regresión con fluctuación de condiciones salobres a no marinas en el techo. En general, en dicha formación las especies se presentan en porcentajes entre el 1 y el 5%, pero en algunos niveles muestran un aumento relativo de su frecuencia. Respecto de **O. expansa**, Kellough (op. cit.) opina que su aumento relativo y el de **Gyroidinoides subangulata** sería indicador de una profundidad de agua de unos 90m como ocurre en las arcillas del Miembro Mexia.

**O. expansa** fue también citada por Berggren (1974) en el Paleoceno superior del Sitio 117, Banco Rockall. En primera instancia, Berggren no utilizó a los foraminíferos bentónicos para estimar las condiciones ambientales; por el contrario, se basó en datos litológicos y de otros grupos fósiles y realizó una reconstrucción ambiental que utilizó para testear los rangos de profundidad de varios foraminíferos bentónicos. Berggren (op. cit.) encontró que **O. expansa** se registra en el Banco Rockall desde el Paleoceno superior hasta el Eoceno superior, que en la parte mas inferior del Paleoceno superior cuya paleobatimetría va desde la línea de costa (20m) hasta unos 100m de profundidad de agua, **O. expansa** es una especie dominante junto con **Cibicidoides alleni** y **Gavelinella danica**, y que en la parte superior del Paleoceno superior, de aproximadamente 100m de paleoprofundidad,

cuando **C. alleni** y **G. danica** son menos comunes, **O. expansa** es dominante junto con **Gyroidinoides subangulata**. O sea que en el Paleoceno del Banco Rockall, **O. expansa** se registraría en ambientes de plataforma continental interna a media. Berggren (op. cit.), cree que todas las especies mencionadas alcanzan el Eoceno inferior del Banco Rockall (**G. danica** probablemente como **G. grosserugosa** y **O. expansa** como **O. pteronphalia**), y este se habría depositado en ambientes de plataforma externa y/o en algunos casos talud continental.

Según Berggren y Aubert (1975), **O. plummerae** se registró también como **O. expansa** en la parte norte de la Península de Sinaí, Egipto, junto con una fauna bentónica del Terciario inferior que muestra afinidad no solo con la fauna de Midway, sino también con la de Trinidad (Lizard Spring) y del Embahiamiento Tampico de Méjico (Said y Kenawy, 1956; Berggren y Aubert, 1975).

En Túnez, si bien los grupos dominantes son los nodosáriidos y en segundo lugar los anomalínidos-cibicídidos, Berggren y Aubert (1975) y Aubert y Berggren (1976) indican que en el grupo de los osaguláriidos, **O. plummerae** es un elemento notable que ha sido observado en los sedimentos danianos y paleocenos sobre toda la plataforma, pero que su frecuencia aumenta en el ambiente de plataforma interna que se registra por la regresión ocurrida durante el Paleoceno superior (P4).

**O. plummerae** fue también registrada en Australia en las areniscas y arcillas de la F. Peble Point interpretado como una plataforma poco profunda en condiciones marinas abiertas, y en el suprayacente Miembro Rivernook de las arcilitas Dilwyn depositado en un ambiente de mayor profundidad (McGowran, 1965; Berggren y Aubert, 1975).

Según Berggren y Aubert (1975), **Osangularia** cf. **navarroana** de Rouvillois (1960) parece ser muy cercana o idéntica a **O. plummerae** y/o **O. pteromphalia** de Kiessel del Thanetiano de la cuenca de París. Esencialmente se trata de areniscas con ausencia de planctónicos y relativa abundancia de polymorphínidos, noniónidos y por sobre todo anomalínidos, que confirman el ambiente de agua poco profunda (Berggren y Aubert, op. cit.). Además, según exponen estos autores, los depósitos de agua poco profunda del Paleoceno de Europa occidental parecen caracterizarse por la abundancia de diversos osaguláridos.

En contraposición a los datos anteriores que en general refieren la especie a ambientes de plataforma poco profunda, Murray (1991) indica que, en la actualidad **Osangularia** es típico de ambientes de talud superior hasta batial superior (profundidad de agua de 200 a 2000 metros), y Sliter y Baker (1972) no sólo están de acuerdo con esta distribución batimétrica, sino que incluso opinan que la misma distribución puede extrapolarse al Cretácico superior, ya que según sus observaciones de ambientes actuales y del Cretácico superior del Pacífico Norte, el límite batimétrico superior de este género (característico de los ambientes de talud medio-inferior y zonas más profundas) se ubica en la zona de talud superior.

### **Alabamina:**

El género se halla presente en el Paleoceno de la cuenca Austral, tanto en el sector oriental como en el occidental.

En el Daniano del sector oriental, **Alabamina midwayensis** conforma el 1,6% de los foraminíferos de la perforación SC-1 (en la muestra 682-683m de la perforación SC-1 (4 ejemplares que equivalen al 1,7% de la fauna bentónica y al 1,7% de la fauna total de la muestra 682-683, y solo un ejemplar equivalente al 3,4% de la escasa fauna de la muestra 686-687, que incluso podría haber caído del nivel 682-683m). En el sector occidental de la cuenca, la misma especie, se halló también en sedimentitas danianas de la perforación T-136, conformando el 1,8% de la microfauna total, en porcentajes variables entre el 0 y el 11,8% según la muestra. Es probable que la mayor frecuencia de la especie en la zona de Río Turbio respecto del Daniano de la costa Atlántica, se deba probablemente a las condiciones del fondo, más fangoso en la zona de Río Turbio.

En el sector occidental de la cuenca el género se halla más frecuentemente representado por una especie indeterminada, **Alabamina** sp. 1885, que sin duda es la forma más abundante del Daniano de la parte inferior de la perforación T-136 (conforma el 48,3% en proporciones variables entre el 0 y el 78% según la muestra), y continúa hacia el Paleoceno superior (0,7% y 1,6% de la microfauna del Paleoceno superior de las perforaciones T-137 y T-136).

En Argentina **A. midwayensis** se registra en depósitos del Daniano inferior de niveles inferiores de la F. Roca (Patagonia Septentrional), que según Bertels (1964, 1968) corresponden a facies de plataforma media y según Malumián *et al.* (1985) podrían incluso llegar a ambiente de plataforma externa; en niveles del Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge), que según Bertels (1975a) corresponden a profundidades que varían entre 100m a menos de 40m; y en la facies regresiva daniana, interpretada como plataforma interna de la F. Pedro Luro (cuenca del Colorado) (Malumián, 1970a,b).

Las siguientes citas de **A. midwayensis** Brotzen, aportan información paleoecológica indicando que esta especie se registra tanto en la provincia boreal como en la meridional, incluso en faunas asociadas con foraminíferos típicos de la fauna carbonática del Tetis, desde facies lagunales hasta plataforma externa:

En la Planicie de la Costa del Golfo, como **Pulvinulina exigua obtusa**: citada por Plummer (1926) como una de las especies dominantes de las unidades basales del Grupo Midway, actualmente reconocidas como F. Kincaid. Kellough (1959, 1965), confirma este registro y lo circunscribe al Miembro Litting de la F. Kincaid, que interpreta como estratos marinos con una fauna nerítica media a externa, y también en la parte inferior del Miembro Kerens de la F. Wills Point (nombre actual de los estratos superiores del Grupo Midway), que en su opinión habrían tenido una profundidad de

depositación estimada de 18m.

**A. midwayensis** se registra también en el Paleoceno superior del Sitio 117 del Banco Rockall (Atlántico Norte). Berggren (1974) interpreta que esta forma se encuentra en estratos que, en base a datos litológicos y a la presencia de otros grupos fósiles, fueron depositados en ambiente de plataforma interna, con una profundidad de agua seguramente inferior a los 30m y probablemente inferior a los 10m. Berggren y Aubert (1975), consideran que la presencia en altas latitudes de esta especie así como otras típicas de Midway, prueba que las condiciones climáticas durante el Paleoceno fueron más uniformes por el bajo gradiente térmico latitudinal.

En Europa occidental, Rouvillois (1960) cita a **A. midwayensis** en las areniscas thanetianas de la cuenca de París con abundantes polimorphínidos, noniódidos y anomalínidos. En opinión del citado autor y de Berggren y Aubert (1975), estas areniscas constituyen un depósito de agua poco profunda (15 a 20m), con una relativa aislación indicada por la presencia de otras especies de carácter endémico.

Otros registros de esta especie en sedimentos epicontinentales de carácter regresivo con facies de agua poco profunda son los del Daniano y Montiano de Polonia y Escandinavia, Daniano y Selandiano de Dinamarca, y Daniano de Holanda y Suecia, mencionados por Pozaryska (1965), Pozaryska y Szechura (1968), y Berggren y Aubert (1975). Según Berggren y Aubert (op. cit.) todos estos registros indican que esta especie forma con otras una asociación característica de foraminíferos boreales.

**A. midwayensis** también se registra en la Provincia Meridional (no Mediterránea) de Europa occidental, en Holanda. Por lo tanto, Berggren y Aubert (1975) la consideran como una de las especies cosmopolitas, comunes al Daniano y Montiano de la Provincia Boreal y del límite oriental de la Provincia Meridional. La única diferencia según Berggren y Aubert (op. cit.) es que en la Provincia Meridional las conchillas de los foraminíferos boreales son más pequeñas y menos numerosas que en la región boreal.

En Túnez, Berggren y Aubert (1975) y Aubert y Berggren (1976) observaron que **A. midwayensis** es un elemento dominante entre los alabamínidos de los depósitos de albufera de agua poco profunda del Daniano-Paleoceno, por lo que se trata de un foraminífero tolerante como para proliferar en ese ambiente restringido; y en Arabia Saudita, El Khayal (1969 sensu Berggren y Aubert, 1975), indica que esta y otras formas típicas de la fauna Midway, están asociadas con foraminíferos de la fauna carbonática del Tetis.

### **Discorbis:**

En el Daniano de la perforación T-137 se hallaron sólo 2 ejemplares clasificados como "**Discorbis**" *mariae* a los 675-678mbbp (11,8% de la microfauna total del intervalo considerado daniano, aunque, en realidad se trata de un porcentaje muy poco confiable ya que corresponde a 2 ejemplares (seguramente propios del nivel,

ya que la especie no se registró en niveles estratigráficos superiores) sobre un total de 17 ejemplares, 15 de los cuales corresponden a 2 especies que posiblemente sean caídos de niveles del Paleoceno superior.

Se considera que esta especie es sinónima de **Cibicides mariae**, **Cibicidina mariae**, **Discorbis newmanae**, **Discorbinella lucifera** y **Discorbis luciferus**.

En el Daniano de Argentina, la especie fue citada como "**Discorbis**" **luciferus** en la facies regresiva, daniana, de plataforma interna, que constituye la F. Pedro Luro de la cuenca del Colorado (Malumián, 1970a,b), y como **Discorbinella lucifera** y **Discorbis luciferus** en el Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge), interpretado como facies de plataforma interna (Malumián 1978b).

Se conocen registros de **Discorbis newmanae** Plummer, en la parte inferior de la F. Midway de la Planicie de la Costa del Golfo (Plummer, 1926). Kellough (1959, 1965), reitera esto al indicar que es la única especie dominante (llegando incluso a denominar una zonula) de los Miembros más altos (denominados Pisgah superior y Tehuacana) de la F. Kincaid (nombre con el que se designa actualmente a los estratos basales de la F. Midway). Kellough (*op. cit.*), interpreta que estos miembros representan una disminución progresiva de la profundidad del agua a partir de los más de 200m que considera fueron alcanzados en la parte inferior del Miembro Pisgah.

**Cibicides mariae**, fue citada por Haynes (1958b) como una de las especies dominantes de los Thanet Beds del este de Kent, Inglaterra. Según Berggren y Aubert (1975), estos estratos correspondieron a un ambiente marino transicional.

Según Murray (1973), **Discorbis** habita ambientes actuales marino normales, con vegetación, entre 0 y 50m de profundidad (plataforma interna) y temperatura superior a los 12° C.

### **Vaginulinopsis:**

Presente en baja frecuencia, únicamente en el sector oriental de la cuenca Austral en el Daniano de la perforación SC-1 (1,3% de la microfauna bentónica total de la perforación). Representado por **Vaginulinopsis** sp. cf. **V. longiforma** (1% de la microfauna total de la perforación, debido a 1 ejemplar equivalente al 0,4% de los foraminíferos de la muestra 682-683m y 2 ejemplares equivalentes al 6,2% de la muestra 684-685m) y por **Vaginulinopsis?** sp. 9607 (1 ejemplar en 684-685m equivalente al 3,1% de la microfauna de la muestra y al 0,3% de la microfauna total de la perforación).

La primer forma es comparable a **Vaginulinopsis longiforma**, especie descrita inicialmente como **Cristellaria longiforma** en las unidades superiores del Grupo Midway (actualmente F. Wills Point) e indicada por Kellough (1959, 1965) como una de las especies características de la parte inferior del Miembro Kerens de la F.

Wills Point, miembro que en opinión del citado autor, habría tenido una profundidad de agua aproximada de 18m.

**Vaginulinopsis longiforma** se registra también en facies de plataforma interna del Paleoceno superior y de plataforma externa del Paleoceno tardío del Banco Rockall en el Atlántico Norte (Berggren, 1974). Berggren (op. cit.) indicó con dudas la posibilidad de que esta especie alcance facies de plataforma externa del Eoceno inferior.

La misma forma se registró en el SE de Australia como **Vaginulina longiforma**, en las sedimentos depositadas en una plataforma poco profunda en condiciones de mar abierto, conocidas como F. Pebble Point, y en el suprayacente conocido como Miembro Rivernook de la arcilita Dilwyn, depositado en un ambiente más profundo (McGowran, 1965; Berggren y Aubert, 1975).

Aubert y Berggren (1976), indican que **Vaginulinopsis longiforma** es una especie común en los depósitos del Paleoceno inferior y superior de Túnez y particularmente frecuente en facies de agua poco profunda.

#### **Anomalinoides:**

**Anomalinoides** se halla representado por diferentes especies que se tratarán en forma individual. El género se halla en ambos sectores de la cuenca Austral, aunque en forma más frecuente en el Paleoceno superior del sector occidental donde ocupa el segundo lugar de frecuencia precediendo a **Buliminella** (17,1% y 21,8% de la fauna total del Paleoceno superior de las perforaciones T-136 y T-137 versus el 1,3% del Daniano del sector oriental, y el 5,5% de la fauna del intervalo daniano de la perforación T-136, poco confiable porque seguramente incluye ejemplares caídos de niveles más jóvenes).

**Anomalinoides welleri:** Se halló un sólo ejemplar en el Daniano del sector oriental de la cuenca Austral (correspondiente al 0,3% de la microfauna total de la perforación y al 0,4% de la muestra 682-683m).

**A. welleri** fue citada en el Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge), en facies que según Bertels (1975a) corresponden a un ambiente de plataforma con profundidades variables entre 100m y menos de 40m.

Esta forma, descripta originalmente como **Truncatulina welleri** por Plummer (1926), fue indicada por la misma autora como una especie característica y restringida a la fauna superior del Grupo Midway. Posteriormente Kellough (1959, 1965) confirmó este registro en la F. Wills Point del Grupo Midway, y agregó que la misma es una de las especies dominantes de las facies del Miembro Mexia y de la parte inferior del Miembro Kerens, que en su opinión se habrían depositado bajo una profundidad aproximada de 90m y 18m respectivamente, y que además es una de las especies



características de la parte superior del Miembro Kerens cuya profundidad de depositación habría sido de 3,5m.

Según Berggren (1974) **Anomalinoides welleri** se registra en depósitos de ambiente de plataforma interna, media y externa, del Paleoceno superior y Eoceno inferior del Banco Rockall (Atlántico Norte).

Berggren y Aubert (1975) y Aubert y Berggren (1976), registran esta forma en facies de plataforma del Daniano y Paleoceno de Túnez.

**Anomalinoides acuta:** Se hallaron tres ejemplares identificados como **Anomalinoides acuta sensu** Berggren y Aubert en el Daniano del sector oriental de la cuenca Austral (equivalentes al 1% de la fauna de la perforación SC-1, y al 1,3% de la muestra 682-683m).

En el resto de nuestro país, **Anomalinoides acuta**, solo comparable con la forma de cuenca Austral, fue registrada en: la facies regresiva, daniana, de ambiente de plataforma interna de la F. Pedro Luro (cuenca del Colorado) (Malumián, 1970a,b); en sedimentitas del Daniano inferior de la F. Roca (Patagonia Septentrional) que según Bertels (1964, 1968) corresponden a facies de plataforma media y en opinión de Malumián et al. (1985) podrían alcanzar incluso el ambiente de plataforma externa; y en niveles del Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge) que según Bertels (1975a) corresponden a un ambiente de plataforma con profundidades que oscilaron entre 100m y menos de 40m.

Según Kellough (1959, 1965), **A. acuta** es una forma característica del Miembro Mexia y dominante en la parte inferior del Miembro Kerens (ambos pertenecientes a la F. Wills Point, o sea la unidad superior del Grupo Midway). Kellough (op. cit.) interpretó que el Miembro Mexia se habría depositado a una profundidad estimada de 90m en tanto que la parte inferior del Miembro Kerens se habría depositado a 18m aproximadamente.

**A. acuta** fue también registrada en areniscas del Thanetiano de la cuenca de París por Rouvillois (1960), en una asociación formada principalmente por anomalínidos, polymorfínidos y noniúnidos relativamente abundantes y ausencia de planctónicos, que según la citada autora, confirman el ambiente poco profundo indicado por la presencia de algas dasycladáceas, cuyo habitat escasamente se extiende por debajo de los 15m de profundidad y requiere temperaturas relativamente cálidas. Según Berggren y Aubert (1975), dicha asociación indica una aislación relativa de la cuenca de París (por cierto endemismo de la fauna), los constituyentes de la fauna tipo Midway pueden ser atribuidos a los ambientes menos profundos, y este Paleoceno se habría depositado a una profundidad de unos 15-20m como máximo.

Pozaryska (1965), registró esta forma que ubicó genéricamente en **Anomalina**, en facies poco profundas de la creta del Daniano de Dinamarca.

Rey (1954) cita esta forma en el Paleoceno de Marruecos como **A. acutus**, acompañada por otros foraminíferos de facies más profundas tipo Velasco y otros de facies poco profundas de tipo Midway. Por lo tanto, según Berggren y Aubert (1975) se trata de una especie cosmopolita que muestra un amplio rango de tolerancia con la profundidad.

Según Berggren y Aubert (1975), Morozova et al. (1965) citan a **Anomalina acuta** en el Paleoceno de Tadzhikistán en una facies, que por la asociación formada por abundantes **Anomalina**, **Cibicides** y **Karrerria**, acompañados por raros Nonionidae, Rotaliidae, Buliminidae, Lagenidae, y un 5-25% de planctónicos, interpretan fue depositada a una profundidad de 30-75m,.

Aubert y Berggren (1976) indican que **A. acuta** es el componente bentónico principal de la asociación de los depósitos paleocenos de Túnez, y que aumenta su frecuencia hacia profundidades de ambiente nerítico externo.

**Anomalinoides praespissiformis**: Se halla únicamente en la perforación T-136 del sector occidental de la cuenca Austral y en forma más abundante en los niveles inferiores de dicha perforación, correspondientes al Daniano (3,2% del total de la fauna de los niveles danianos vs. el 0,4% de la fauna de los niveles del Paleoceno superior, ambos en la perforación T-136).

Según Berggren y Aubert (1975), esta forma es sinónima de **Anomalina desertorum** registrada por LeRoy (1953) en el Paleoceno superior (zonas P4 superior y P5 inferior) del norte de Africa, en facies que según LeRoy (op. cit.), se habrían depositado a mayor profundidad que las de Midway.

**Anomalinoides perthensis**: Forma presente en el sector occidental de la cuenca Austral, donde ocupa el segundo lugar de abundancia luego de **Buliminella**. Constituye el 16,1% y el 21,8% de la microfauna de los intervalos asignados al Paleoceno superior de las perforaciones T-136 y T-137. También, aunque en forma mucho menos frecuente, se registra en el Daniano de la perforación T-136, (2,1% de la fauna total del intervalo daniano de la perforación T-136; pero es probable que estos ejemplares provengan del Paleoceno superior).

#### **Linaresia:**

**Linaresia danica**: Presente únicamente en el Daniano del sector oriental de la cuenca Austral, en la perforación SC-1, donde constituye el 2,6% de la microfauna daniana de la perforación, con 7 ejemplares equivalentes al 2,9% de la microfauna de la muestra 682-683 y 1 ejemplar equivalente al 3,1% de los foraminíferos de la muestra 684-685.

El mismo taxón fue citado como **Gavelinella danica** en sedimentitas del Daniano inferior de la F. Roca (Patagonia

Septentrional), que en opinión de Bertels (1964, 1980) se habrían depositado en un ambiente de plataforma media y según Malumián et al. (1985) podrían incluso corresponder a plataforma externa.

Descripta originalmente como **Anomalina** en Escandinavia, fue registrada bajo ese misma posición genérica por Pozaryska (1965) y Pozaryska y Szczechura (1968) en facies poco profundas del Daniano y Montiano de Polonia.

Según Berggren y Aubert (1975) la misma forma fue citada como **Anomalinoides granosa** en el Paleoceno superior (Zona P4) del Norte de Africa (LeRoy, 1953; Said y Kenawy, 1956) y en Arabia Saudita junto con otras formas tipo Midway en asociación con la fauna carbonática del Tetis y foraminíferos planctónicos (El Khayal, 1969), y como **Anomalina** cf. **A. grosserugosa** Gumbel en Algeria, Túnez, Lebanon y Siria (Cuvillier et al., 1955).

La misma forma fue indicada por Berggren y Aubert (1975) bajo la denominación de **Gavelinella danica**, en el límite Cretácico-Terciario y como forma frecuente en el Daniano y Paleoceno de Túnez. Según estos autores, la especie incrementa su frecuencia en facies de plataforma externa.

También fue citada como **Gavelinella danica** en el Daniano del oeste de Groenlandia y en el Paleoceno superior del Banco Rockall (Hansen, 1970; y Berggren, 1974 respectivamente). Según Berggren (op. cit.) los depósitos del Banco Rockall corresponden a un ambiente de plataforma de una profundidad de agua de 20 a 100m.

Como se comentó en la parte de sistemática, es probable que **Anomalina westraliensis** Parr sea idéntica a la forma tratada, en cuyo caso la denominación de Parr tendría prioridad nomenclatural. De corroborarse esta sinonimia, existen registros de esta forma en depósitos de ambiente marino abierto de plataforma poco profunda del sur de Australia (McGowran, 1965).

### **Cibicidina:**

El género se halla en el sector occidental de la cuenca Austral, representado únicamente por **Cibicidina praecursoria**. Registros seguros corresponden al Paleoceno superior de las perforaciones T-136 y T-137, donde alcanza el 5,9% y 3,2% respectivamente; registros escasos y poco confiables debido a la posible contaminación por caída de niveles superiores, fueron obtenidos en el Daniano de la perforación T-136 (0,6% de la microfauna del tramo daniano, equivalente a dos ejemplares).

Ten Dam (1944) indica la presencia de esta forma, a la que clasifica genéricamente como **Cibicides**, como una forma accesoria en una asociación dominada por **Cibicides cryptomphalus** y **Bulimina trigonalis**, presente en intercalaciones marinas o salobres en facies lacustres-continentales del Paleoceno de Holanda.

La misma forma, fue citada por Aubert y Berggren (1976) bajo la denominación de **Cibicidoides praecursoria**, en depósitos de

plataforma media de Túnez referidos a las zonas P1d a P4-P5 (Daniano a Paleoceno superior) y en facies salobres menos profundas de la zona P4 superior.

Como **Cibicides praecursorius**, fue citada en el Paleoceno superior-Eoceno inferior (zonas P5-P7) del Norte de Africa por LeRoy (1953). Allí, Rey (1954) encontró esta forma junto con otros foraminíferos de la fauna tipo Midway y asociaciones de mayor profundidad de la fauna tipo Velasco registradas en las Formaciones Velasco y Lizard Spring.

### **Loxostomoides:**

En la cuenca Austral, el género se registra únicamente en el sector oriental en el Daniano de la perforación SC-1 (6 ejemplares en la muestra 682-683 equivalentes al 2,5% de la fauna total de la muestra y al 1,9% de la fauna total de la perforación).

En Argentina, se conocen registros de esta especie, en el Daniano inferior de la F. Roca (Patagonia Septentrional), en facies que podrían haber alcanzado el ambiente de plataforma externa (Bertels, 1975a; Malumián et al., 1985) y en el Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge), en niveles de ambiente de plataforma de aproximadamente 100m de profundidad (Bertels, 1975a).

**Loxostomoides applinae** fue descripta originalmente como **Bolivina applinae** por Plummer (1926) en las unidades superiores de Midway. Posteriormente Kellough (1959, 1965) cita este taxón como **Loxostomoides applinae** indicando que se trata de una de las especies características del Miembro Mexia de la F. Wills Point (Grupo Midway) y que dicho miembro se habría depositado bajo una profundidad de aproximadamente 90m.

**L. applinae** se registra también en facies de agua poco profunda del Montiano de Polonia (Pozaryska, 1965).

En Africa del Norte, LeRoy (1953) cita, entre otros elementos de la fauna tipo Midway, a **Loxostomun applinae** como uno de los elementos bentónicos dominantes en la parte inferior de la lutita Esna (posteriormente correlacionados con la parte superior de la zona P4 y la zona P5 de foraminíferos planctónicos), y sugiere que los biotopos de la parte inferior de esta lutita corresponderían a una profundidad de agua mayor a la de Midway. Berggren y Aubert (1975), al indicar que la fauna de la lutita Esna tiene semejanza con la de la asociación Wilcox de Alabama confirman su mayor profundidad.

Otra referencia de la presencia de **L. applinae** en facies de mayor profundidad, es la de Rey (1954 y Rey en Cuvillier et al., 1955). Este autor indica que **Loxostoma applinae** se encuentra en Marruecos junto con numerosas formas de la fauna tipo Velasco (facies profundas) y de la fauna tipo Midway (facies poco profundas de plataforma).

En Túnez, según indican Berggren y Aubert (1975) y Aubert y Berggren (1976), **L. applinae** se registra desde el Cretácico superior hasta el Paleoceno superior, tanto en depósitos de plataforma externa como en facies lagunales.

Según Brün et al. (1984), esta forma presente en el Golfo de Guinea ocupa una posición entre ambiente nerítico medio a externo, entre 30 y menos de 150m de profundidad y en zonas deltaicas de pie de talud y prodelta.

Por último **L. applinae** se registra en Arabia Saudita, junto con otras formas tipo Midway en asociación con fauna carbonática y foraminíferos planctónicos del Tetis (El Khayal, 1969; Berggren y Aubert, 1975).

### **Loxostomina:**

En cuenca Austral, **Loxostomina eleganta** se registra únicamente en el sector oriental, en el Daniano de la perforación SC-1 (1,3% que corresponde a 2 ejemplares hallados en la muestra 682-683 equivalentes al 0,8% de la fauna total de la muestra y 2 ejemplares equivalentes al 5,1% de la fauna de la muestra 686-687).

En Argentina fue citada como **Siphogenerinoides elegantus** en depósitos del Daniano de la Formación Pedro Luro (cuenca del Colorado) interpretados como depósitos regresivos de plataforma interna (Malumián, 1970a,b); del daniano inferior de la F. Roca (Patagonia Septentrional) que según Bertels (1964, 1980) correspondieron al ambiente de plataforma interna y en opinión de Malumián et al. (1985) podrían haber alcanzado profundidades de plataforma externa; y del Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge) en facies de plataforma de 100m a 45m de profundidad (Bertels, 1975a).

Esta forma fue originalmente descripta como **Siphogenerina eleganta** por Plummer (1926), como una de las especies frecuentes en las arcillas de las unidades superiores y rara en los estratos basales de Midway. Según Plummer (op. cit.) se encontró también en algunos afloramientos de la unidad infrayacente (F. Navarro) y parece extinguirse al final de la depositación de Midway. Con más precisión, Kellough (1959, 1965) indica que **Siphogenerinoides eleganta** es una especie característica de las arcillas del Miembro Mexia y de la parte inferior del Miembro Kerens de la Formación Wills Point (unidad superior del Grupo Midway), e interpreta que las condiciones de depositación de esos niveles fueron de menos de 90m a menos de 18m de profundidad.

**S. eleganta** fue también citada como una de las especies de la fauna tipo Midway de Soldado Rock (Trinidad) (Cushman y Renz, 1942), y Nakkady (1957) indicó que se presenta exclusivamente en los terrenos danianos de la F. Lizard Spring de Trinidad.

En Africa del Norte, LeRoy (1953), estudió la estratigrafía y micropaleontología de la F. Esna y encontró que **S. eleganta** es

una especie común de la parte media de dicha formación (posteriormente correlacionada con las zonas estandar P4 superior y P5 de foraminíferos planctónicos), la que en su opinión se habría depositado a una profundidad mayor que las facies de Midway. Según indican Berggren y Aubert (1975) la asociación de la F. Esna tiene afinidad con la de Wilcox de Alabama.

En Túnez, Berggren y Aubert (1975) y Aubert y Berggren (1976), señalan que **S. eleganta** es una de las especies frecuentes de las facies de albúfera del Paleoceno superior y del Daniano. Por lo tanto se trataría de una forma con alta tolerancia como para subsistir y proliferar en ese tipo de ambiente tan restringido.

En Arabia Saudita, El Khayal (1969), registró esta y otras formas típicas de la fauna de Midway, en asociaciones con faunas carbonáticas y foraminíferos planctónicos del Tetis.

### **Lenticulina:**

En cuenca Austral es el género más frecuente de los nodosariáceos y se halla representado por unas 24 especies.

Según Murray (1991), en ambientes actuales **Lenticulina** tiene hábito epifaunal libre, habita sustratos limosos de ambiente marino frío en plataforma externa y profundidades batiales, y probablemente sea detritívoro.

**Lenticulina klagshamnensis:** Se registra en ambos sectores estudiados del Daniano de la cuenca Austral. En la perforación SC-1 del sector oriental es la especie más abundante del género (alcanzando un 9,7% de la microfauna total de la perforación), con 27 ejemplares (11,3%) en la muestra 682-683, 2 ejemplares en la muestra 684-685 (6,2%) y 1 en la muestra 686-687 (2,6%). En el sector occidental de la cuenca, representa el 0,6% de los foraminíferos de los niveles danianos de la perforación T-136.

En Argentina, fuera de cuenca Austral, se registró en sedimentitas danianas de la F. Pedro Luro (cuenca del Colorado), interpretadas como facies regresiva de plataforma interna (Malumián, 1970a,b), y del Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge), en niveles interpretados como un ambiente de plataforma interna de profundidad inferior a los 50m (Bertels, 1975a).

Forma poco frecuente en el conglomerado de Klagshamn (Suecia), donde fue descrita como **Robulus**. Según Pozaryska (1965), es también una especie rara en el Daniano y Montiano de Polonia que corresponde a facies de agua poco profundas, y algo más común en el Seladiano de Dinamarca y Daniano? de Austria.

Fue indicada junto con otros foraminíferos de la fauna de Midway en el oeste de Groenlandia por Hansen (1970); según Berggren y Aubert (1975) la asociación que allí se registra

representa la asociación tipo Midway más septentrional.

Es una forma rara en el Paleoceno superior de Túnez (Aubert y Berggren, 1976).

**Lenticulina degolyeri:** En cuenca Austral, la especie se registró únicamente en el Daniano del sector oriental presente en la perforación SC-1, conformando un 2,9% de la fauna total daniana de dicha perforación (6 ejemplares equivalentes al 2,5% de la muestra 682-683, 2 ejemplares que representan el 6,2% de la muestra 684-685 y 1 ejemplar que compone el 2,6% de la muestra 686-687).

Además de los registros de cuenca Austral, **L. degolyeri** está presente en Argentina en el Daniano inferior de la F. Roca (Patagonia Septentrional), en sedimentitas que según Bertels (1964, 1980) se habrían depositado en ambiente de plataforma media y en opinión de Malumián et al. (1985) podrían haber alcanzado la plataforma externa.

Fue descripta como **Cristellaria degolyeri** y citada como una forma frecuente en las unidades superiores de Midway. Estudios posteriores de Kellough (1959, 1965) indican que es una especie característica del Miembro Mexia de la Formación Wills Point (formación superior del Grupo Midway) y que en su opinión este miembro debió depositarse bajo una profundidad de agua de unos 90m.

En Europa, esta forma fue citada como **Robulus degolyeri** para el Selandiano de Dinamarca y en facies poco profundas del Daniano-Montiano de Polonia (Pozaryska, 1965).

En Marruecos, Rey (1954; Rey en Cuvillier et al., 1955) cita a **R. degolyeri** y a otras formas típicas de la fauna de Midway junto con otras de mayor profundidad típicas Velasco.

En Túnez, en depósitos danianos, Berggren y Aubert (1975) y Aubert y Berggren (1976) indican la presencia de **Lenticulina degolyeri** entre otros nodosáridos que dominan la fauna tipo Midway en facies restringidas de agua poco profunda y albuferas.

**Lenticulina rotulata:** Es la lenticulina más frecuente del Paleoceno superior registrado en la perforación T-137 del sector occidental de la cuenca Austral (57 ejemplares que componen el 6,1% de la microfauna del Paleoceno superior de la perforación T-137). Un único ejemplar se halló en niveles asignables al Daniano y es probable que provenga de niveles estratigráficos superiores (corresponde al 5,9%).

Además de los registros en cuenca Austral, **L. rotulata** fue citada en Argentina, en el Daniano inferior de la F. Roca (Patagonia Septentrional), en sedimentitas que según Bertels (1964, 1980) fueron depositadas en ambiente de plataforma media y en opinión de Malumián et al. (1985) podrían haber alcanzado la plataforma externa, y en el Daniano superior de la F. Salamanca

(cuenca del Golfo San Jorge), en facies de plataforma interna (Bertels, 1975a). Otros registros de esta especie en la Argentina, corresponden a rocas más jóvenes (probable Mioceno superior en la cuenca del Salado y probable Oligoceno de la cuenca del Colorado, ambas según Malumián, 1970a).

Según Plummer (1926) la especie es una forma frecuente en la F. Midway de Texas.

**L. rotulata** también se registró en el Paleoceno superior (zona P4) del Norte de Africa (LeRoy, 1953).

**Lenticulina rancocasensis**: Una forma muy cercana a esta especie se registra en el sector occidental de la cuenca Austral en la zona de Río Turbio (**L. sp cf. L. rancocasensis**), en niveles de la perforación T-136 asignados al Daniano (8 ejemplares que conforman el 2,4% de la microfauna hallada en niveles danianos de la citada perforación, aunque se trata de un porcentual poco confiable debido a la probable inclusión de especies caídas de niveles superiores).

En Argentina, **L. rancocasensis** fue mencionada en sedimentos del Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge), que según Bertels (1975a) corresponden a depósitos de plataforma de unos 45m a 50m de profundidad.

Fue descrita en facies de margas y arcillas del Paleoceno de New Jersey (Olsson, 1960).

Pozaryska (1965), registra esta especie en sedimentos epicontinentales regresivos de facies poco profundas del Daniano-Montiano de Polonia y del Daniano de Dinamarca.

**Lenticulina hornerstownensis**: En el sector occidental de la cuenca Austral, en un nivel de la perforación T-136 asignado al Daniano, se halló un ejemplar que se incluyó con dudas en esta especie (el mismo equivale al 0,3% de la microfauna total hallada en los niveles danianos, aunque dicho porcentual es poco confiable debido a la probable inclusión de especies caídas de niveles superiores).

**L. hornerstownensis** fue citada en sedimentitas asignadas al Daniano superior de la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge), que según Bertels (1975a) corresponden a facies de plataforma con profundidades variables entre 100m y 45-50m.

Esta especie fue descripta originalmente para el Paleoceno de New Jersey (Olsson, 1960), y según indica Pozaryska (1965) es una forma común en el Daniano y Montiano de Polonia y también está presente en el Daniano superior de Dinamarca, depósitos que según Pozaryska (op. cit.) corresponden a sedimentos epicontinentales regresivos de facies de poca profundidad.



**Lenticulina wilcoxensis:** En la cuenca Austral, se registra únicamente en niveles asignables al Daniano de la perforación T-136 (7 ejemplares que conforman el 2,1% de la microfauna daniana de la citada perforación, aunque es probable que en el porcentual estén incluidos ejemplares de otras especies caídas de niveles más jóvenes por lo que *L. wilcoxensis* podría ser más abundante).

Esta especie se registró en el Daniano de Argentina, en la facies regresiva de plataforma interna de la Formación Pedro Luro de cuenca del Colorado (Malumián, 1970a,b).

Estudios de Pozaryska (1965) indican que ocurre raramente en la facies poco profunda del Montiano de Polonia. Según una comunicación oral de P. Marie a Pozaryska, formas muy similares se registran en el Montiano de la cuenca de París.

**Lenticulina wichmanni:** En cuenca Austral, se halló únicamente un ejemplar en el Daniano del sector oriental en la perforación SC-1 (el mismo representa el 2,6% de la microfauna de la muestra 686-687 y el 0,3% del total de la microfauna daniana de la perforación SC-1).

Además del registro de cuenca Austral, se halló en Argentina en depósitos del Daniano de la F. Pedro Luro de cuenca del Colorado, interpretados como una facies regresiva en ambiente de plataforma interna (Malumián, 1970a,b).

#### **Nodogenerina:**

**Nodogenerina plummerae:** En cuenca Austral se registra únicamente en sedimentitas danianas del sector oriental (3 ejemplares que conforman el 1% del total de la microfauna daniana de la perforación SC-1 y el 1,3% de la microfauna de la muestra 682-683).

Además del registro de cuenca Austral, esta especie fue hallada en sedimentitas del Daniano superior de la F. Salamanca de cuenca del Golfo San Jorge, que según Bertels (1975a) se habrían depositado en ambiente de plataforma con una profundidad variable entre 100m y 45-50m.

Kellough (1959,1965), menciona a **Nodogenerina plummerae** bajo la denominación genérica de **Stilostomella** como una de las formas características del Miembro Mexia de la Formación Wills Point del Grupo Midway, e indica que ese miembro arcilloso se habría depositado bajo una profundidad de agua de unos 90m.

#### **Pullenia:**

En el sector oriental de la cuenca Austral, se hallaron representantes de la especie que fueron clasificados como **Pullenia** sp. aff. **P. quinqueloba sensu** Plummer. Este registro corresponde a 5 ejemplares del nivel 682-683 de la perforación SC-1 (los

misimos conforman el 2,1% de muestra y el 1,6% del total de los foraminíferos danianos de la perforación SC-1).

La especie hallada es coespecífica con **P. quinqueloba** de la F. Midway de Texas.

**Pullenia quinqueloba** es una especie incidental en los depósitos transgresivos de los Thanet Beds (Inglaterra), en niveles correspondientes a ambiente de plataforma externa de más de 50m (Haynes, 1954, 1958b).

En Africa, los registros de esta forma se circunscriben a los de la Lutita Esna del Paleoceno superior (zona P4) (LeRoy, 1953), y a las asociaciones poco profundas del Daniano y Paleoceno (zonas Plc aP4) de Túnez (Aubert y Berggren, 1976).

En ambientes actuales, presenta hábito detritívoro, infaunal, libre, y habita en sustratos limosos de ambiente marino frío, en plataforma externa y profundidades batiales (Murray, 1991).

#### **Globulina:**

En el Daniano de la cuenca Austral, el único registro del género corresponde a un ejemplar identificado como **G. gibba**, proveniente de la muestra 682-683 de la perforación SC-1 (el mismo comprende el 0,3% del total de la microfauna daniana de la perforación y el 0,4% de los foraminíferos de la muestra).

**Globulina gibba** fue citada en Argentina en: el Campaniano?-Maestrichtiano de la F. Jagüel de Patagonia Septentrional, en ambientes de plataforma media según Kielbowicz (1980), plataforma externa según Bertels (1980), y plataforma interna a media según Malumián et al. (1985); en el Daniano inferior de la F. Roca de Patagonia Septentrional, en facies que según Bertels (1964,1980) corresponden a un ambiente de plataforma media y que en opinión de Malumián et al. (1985) podrían haber alcanzado la plataforma externa; y en el Daniano superior de la F. Salamanca de la cuenca del Golfo San Jorge, en depósitos de plataforma correspondientes a una profundidad de agua variable entre 100 y 45-50m (Bertels, 1975a).

**G. gibba** aunque descripta para el Mioceno de Austria, fue registrada en asociaciones faunísticas de tipo Midway en Alabama, Texas y Soldado Rock (Trinidad).

Es también una forma común en sedimentos de facies poco profundas del Daniano y Montiano de Polonia; aunque se conoce en casi todas las localidades paleocenas y más jóvenes.

#### **Pyrulina:**

El único representante del género en la cuenca Austral es un ejemplar de **Pyrulina fusiformis** hallado en un nivel asignado al Daniano de la perforación T-136 (equivalente al 0,3% de la

microfauna daniana de la mencionada perforación, valor poco confiable por la posible inclusión de ejemplares de otras especies caídos de niveles más jóvenes).

Además del hallazgo en cuenca Austral, fue registrada en Argentina en la facies regresiva daniana de la F. Pedro Luro de cuenca del Colorado, interpretada como depósito de plataforma interna (Malumián, 1970a,b).

Según Pozaryska (1965), es una especie rara en depósitos de agua poco profunda del Montiano de Polonia, Paleoceno de Suecia e Inglaterra y regiones australes de la plataforma Rusa. En cambio es una especie común en el Terciario superior.

### **Stensioeina:**

Hasta el momento, en el Paleoceno de Argentina, el género se registró únicamente en el sector oriental de la cuenca Austral, como "**Stensioeina**" **beccariformis**. Este registro corresponde a 3 ejemplares hallados en el Daniano de la perforación SC-1, en la muestra 682-683 (equivalentes al 1% del total de los foraminíferos danianos de la perforación y al 1,3% de la microfauna de la muestra).

La especie es un típico constituyente de ambiente batial de la asociación tipo Velasco.

Berggren y Aubert (1975), Aubert y Berggren (1976) y Webb (1973b), citan esta especie en el género **Gavelinella**, en facies de plataforma externa a más profundas del Daniano-Paleoceno de Túnez, y en facies profundas por la alta relación plancónicos/betónicos del Sitio 288 de la Dorsal Lord Howe del Mar de Tasmania.

Según Van Morkhoven et al. (1986) el límite superior de profundidad de **Gavelinella beccariformis** estaría entre los 500 y 700m.

### **Fursenkoina:**

En cuenca Austral el género se halla representado por **Fursenkoina** sp., registrado en el Daniano del sector occidental de la perforación T-136 (5 ejemplares que representan el 1,5% de los foraminíferos hallados en los niveles asignados al Daniano, valor que podría en realidad ser mayor por la probable contaminación de ejemplares de otras especies caídos de niveles más jóvenes).

Esta forma fue descripta por Masiuk (1967) en la F. Salamanca (cuenca del Golfo San Jorge). Según Bertels (1975a) dicha Formación es asignada al Daniano superior, y en su opinión habría correspondido a un ambiente de plataforma con profundidades variables entre 100m y menos de 40m.

Según Berggren y Aubert (1975), el género tiene gran

desarrollo en facies de albúfera del Daniano y Paleoceno de Túnez.

En ambientes actuales Bernhard (1986) observó que esta y otras formas elongadas comprimidas y cónicas son típicas de condiciones hipóxicas. Murray (1991) considera que **Fursenkoina** es uno de los géneros principales en sedimentos laminados de ambientes disaeróbicos.

### **Bolivina:**

En la cuenca Austral, Malumián *et al.* (1971) citan a **B. incrassata** Reuss, pero en este trabajo, siguiendo la sistemática de Loeblich y Tappan (1988), se incluye la especie en el género **Coryphostoma**. Esta cita corresponde a un ejemplar proveniente de la perforación SC-1 del sector oriental de la cuenca (0,3% del total de foraminíferos danianos de dicha perforación).

Además, fue hallado en el Campaniano?-Maestrichtiano de la F. Jagüel de Patagonia Septentrional, en facies que fueron interpretadas como depósitos de plataforma media por Kielbowicz (1980, m.s), plataforma externa por Bertels (1980), y de plataforma interna a media por Malumián *et al.* (1985).

Según Murray (1991), en ambientes actuales tiene hábito infaunal-epifaunal, libre, probablemente detritívoro y se presenta en ambiente marino frío a cálido en profundidades de plataforma interna a batiales.

Por su parte Bernhard (1986) observó que este género así como otros de morfología elongada cónica o comprimida son típicos de asociaciones modernas desarrolladas en ambiente hipóxico y disaeróbico. Murray (1991) corrobora esta observación indicando que **Bolivina** es uno de los géneros principales en cuencas del offshore de California con niveles de oxígeno de 0,1-0,9 ml/l. Kitazato (1988) documentó fotográficamente la forma de vida libre, y los movimientos de este género dentro y sobre sustratos blandos fangosos que se acumulan debajo de la maleza marina en las playas rocosas.

### **Pyramidulina:**

**Pyramidulina affinis** es uno de los representantes del género en la cuenca Austral. La forma se registra escasamente en la perforación SC-1 del sector oriental de la cuenca (1,9% del total de los foraminíferos danianos hallados en dicha perforación).

Además de los registros de cuenca Austral, esta especie fue mencionada como **Nodosaria affinis** en sedimentitas del Daniano inferior de la F. Roca de Patagonia Septentrional, que según Bertels (1964, 1980) corresponden a un ambiente de plataforma media y en opinión de Malumián *et al.* (1985) podría incluso alcanzar la plataforma externa; del Daniano superior de la F. Salamanca de cuenca del Golfo San Jorge, que en opinión de Bertels (1975a) pueden interpretarse como depósitos de plataforma interna

a media-externa; y del Daniano de la F. Pedro Luro de cuenca del Colorado, que según Malumián (1970a,b) corresponden a una facies regresiva de plataforma interna.

Según Berggren y Aubert (1975), esta forma se registra en Soldado Rock Trinidad (Cushman y Renz, 1942), Texas y Alabama.

LeRoy (1953), menciona a **Nodosaria affinis** en el Paleoceno superior (zona P4) de Africa del Norte.

### **Cribrononion:**

En el sector occidental de la cuenca Austral, se halló una especie que se clasificó como ?**Cribrononion hiltermanni** (Hagn). La misma comprende el 1,7% y el 1% de la microfauna total del Paleoceno superior de las perforaciones T-137 y T-136 respectivamente, y el 0,3% de los foraminíferos del intervalo atribuido al Daniano de la perforación T-136, aunque debe aclararse que este último porcentaje corresponde a un único ejemplar que podría ser contaminación de niveles superiores.

Se desconocen datos paleoecológicos del género, pero dada la similitud morfológica entre este y **Elphidium**, **Cribroelphidium** y **Pararotalia** (conchilla lenticular, sistema de canal), es posible que viviera como los actuales **C. charlottensis**, **E. novozealandicus**, **E. crispum** y **P. nipponica**; estos según observó Kitazato (1988), son formas fityales que viven sobre la maleza marina, elevando sus conchillas por medio de sus pseudópodos, con el plano espiral a 45° o más, y es probable que sean suspensívoros o predadores, atrapando sus alimentos (detritos o presas) en la red de pseudópodos.

## 6. CONSIDERACIONES GENERALES

### 6a. Análisis estratigráfico del Daniano y Paleoceno superior de las perforaciones T-136 y T-137

Los trabajos de programación de ambas perforaciones planearon atravesar los sedimentos de la Formación Cerro Dorotea. El informe final de la perforación T-136, ubicada a una cota de 386,37m.s.n.m. indica que los primeros 32m corresponden a acarreo reciente y desde los 32m hasta los 801m son sedimentos areniscosos de grano fino que en algunos niveles se hacen conglomerádicos y tienen intercalaciones arcillosas de poca magnitud. El horizonte carbonoso superior, aflorante en el arroyo Santa Eloísa con 30m de espesor (compuesto de abajo hacia arriba por areniscas verdosas medianas a finas, granodecrecientes, y arcillas verdosas y parduscas claras, con vegetales mal conservados y carbonizados, 3m de arcillas carbonosas con vetitas de carbón brillante, 4m de areniscas estériles medianas a finas, amarillentas, 5m de arcillas carbonosas con vetitas de carbón brillante y arcillas duras, pardo verdosas que pasan a areniscas), fue cortado desde los 322,50m hasta los 359m con corona sacatestigo con una potencia de 35,65m, y el horizonte carbonoso inferior, aflorante en el margen occidental del arroyo Santa Beatriz, no fue atravesado a pesar de haberse continuado la perforación unos 90m por debajo de la profundidad prevista. Lamentablemente el legajo original carece de las descripciones litológicas de las muestras de inyección. El informe final de la perforación T-137, con una cota de 588,50m.s.n.m., indica que dicha perforación atravesó arcillas carbonosas con abundantes venitas de vitrita correspondientes al horizonte carbonoso superior entre los 317m y los 351m, y arcillas arenosas con abundantes y delgadas venitas de vitrita probablemente equivalentes al horizonte carbonoso inferior entre los 720m y 720,50m. Sin embargo, la correlación de este último nivel con el horizonte carbonoso inferior no es muy clara, ya que por un lado existen restos de vegetales carbonizados a lo largo de prácticamente toda la perforación, y por otro, mientras en afloramientos, por encima del horizonte carbonoso inferior se registran bancos de conglomerados que se intercalan con areniscas, en la perforación T-137, los conglomerados se registran a los 734m o sea por debajo del supuesto horizonte carbonoso inferior, sin que esta observación signifique que se considera que ambos conglomerados son equivalentes, sino que es más probable que tanto los conglomerados como las arcillas carbonosas sean facies muy variables o de escasa continuidad lateral.

Por otra parte, los estudios micropaleontológicos agregan la siguiente información:

1) Entre los 201-211m de la perforación T-136 y entre los 182-190m de la perforación T-137 se registra una asociación de abundantes foraminíferos asignados al Paleoceno superior. Dicha asociación corresponde sin duda a las sedimentitas de la sección superior de la Formación Cerro Dorotea. Tal afirmación se basa en que estos contienen la asociación de *Buliminella isabelleana* forma *procera*-*Nonionella ovata*-*Anomalinoidea perthensis* reconocida en

muestras de afloramiento A12-A16 del perfil Filo de la Mina, en una posición estratigráfica por encima de los niveles de arcillas carbonosas conocidos como horizonte carbonoso superior que afloran en el perfil en el Arroyo Santa Eloisa y en las perforaciones T-136 y T-137 entre los 322,50-359mbbp y 317-351mbbp respectivamente. Se considera entonces que estos niveles de abundancia con la misma asociación, están indicando un nivel guía de correlación de ambas perforaciones.

2) Mientras en la perforación T-136 por debajo de los 732m se registra una microfauna de edad daniana, en la muestra 675-678m de la perforación T-137 (o sea por encima del probable horizonte carbonoso inferior) sólo se registraron dos ejemplares de "**Discorbis**" **mariae** que se considera indican una edad daniana.

La correspondencia formacional de estas sedimentitas danianas no es tan clara como en el caso de las del Paleoceno superior. La dificultad es producida por la ausencia de muestras de afloramiento con foraminíferos danianos y la inexistencia de la descripción litológica completa de la perforación T-136.

Anteriormente, en Carrizo *et al.* (1990) se consideró que los sedimentos danianos de ambas perforaciones correspondían a la sección superior de la Formación Cerro Cazador carente de amonites. El razonamiento fue que si a los 732m de sedimentos superiores al daniano de la perforación T-137 se le descuentan unos 32m de acarreo reciente, se tiene un espesor de sedimentos de 700m, y este espesor supera ampliamente a los espesores de la Formación Cerro Dorotea medidos en afloramientos (300m según Feruglio, 1938; 300-350m según Brandmayr, 1945; 550m según Hünicken, 1955). Análogamente, si a los 675m de sedimentos superiores al daniano de la perforación T-136 se le descuentan como máximo los 48m superiores de la perforación que resultaron micropaleontológicamente estériles, se tienen como mínimo unos 627m de sedimentos y este espesor nuevamente supera los espesores medidos en afloramientos de la Formación Cerro Dorotea (en realidad el informe de la perforación indica que a partir del comienzo de la misma se registran abundantes restos de vegetales y entre los 40 y 41m de profundidad se encuentran aislados restos de fósiles marinos, o sea que es probable que el espesor de sedimentos superiores al nivel daniano sea aún mayor que 627m).

Si se considera como nivel de correlación de las perforaciones, a los niveles de abundancia de foraminíferos asignados al Paleoceno superior que se registran entre los 201-211m en la perforación T-136 y entre los 182-190m en la perforación T-137, y que entre estos niveles y los que contienen foraminíferos danianos en la perforación T-136 y los ejemplares de "**Discorbis**" **mariae** en la perforación T-137, hay respectivamente 521m y 485m, parecería que las capas se van acuñando hacia el norte. Probablemente la razón de que durante la perforación del sondeo T-136 no se reconoció el horizonte carbonoso inferior puede ser un acuñamiento hacia el norte o un problema estructural que provoque la repetición de facies hacia la zona sur donde se encuentra de la perforación T-137.

Aunque en Carrizo et al. (1990), la autora de este trabajo se inclinó por considerar que las capas danianas pertenecían a la Formación Cerro Cazador, actualmente considera más factible que correspondan a la sección inferior de la Formación Cerro Dorotea. Esto se debe a que:

Uno de los trabajos más detallados en la zona, como el de Hünicken (1955), indica que a pesar de no observarse el pasaje entre ambas formaciones, las litologías son diferenciables. Según Hünicken (op. cit.), la sección superior de la Formación Cerro Cazador culmina con una secuencia de unos 80m de espesor que se inicia con unos 20m de areniscas verdosas claras, poco compactas, de grano fino a mediano, con escaso cemento calcáreo, sin fósiles, en la que se intercalan dos bancos de areniscas muy duras, calcáreas, grises, de unos 50cm de espesor y el superior es portador de abundantes restos de lamelibranquios y gastrópodos, y culmina con unos 20m de areniscas gris verdosas, de grano fino y arcillosas, algo friables, sin fósiles, que intercalan con bancos de hasta 50cm de areniscas finas muy duras, calcáreas, portadoras de restos fósiles especialmente de gastrópodos; y luego de unos 35m de espesor cubiertos por depósitos fluvioglaciales, se inicia la Formación Cerro Dorotea con 27m de arcillas abigarradas, de tonos grises verdosos y negruzcos, bastante duras en algunos niveles, con fractura concoidal y varias intercalaciones de arcillas carbonosas con vetitas de carbón brillante y fósiles vegetales. Además, según Hünicken (op. cit.), la sección superior de la Formación Cerro Cazador es de carácter más francamente marino, con insignificantes restos de tallitos y raíces que indican la proximidad a la costa, que la sección inferior de la Formación Cerro Dorotea, con gruesos paquetes terrestres con carbón, vegetales y conglomerados que intercalan con estratos marinos, típicos de un ambiente marino litoral, estuárico y en parte terrestre. Teniendo en cuenta lo anterior y que el informe de la perforación T-137 indica que en la parte más profunda del pozo la litología predominante son intercalaciones de areniscas y arcillas con restos de vegetales carbonizados, se considera que el nivel con "**Discorbis**" que se ubica por encima de las areniscas y arcillas carbonosas, corresponde a la Formación Cerro Dorotea. Aunque en el caso de la perforación T-136, el legajo del pozo sólo incluye la descripción del tramo coroneado correspondiente al horizonte carbonoso superior y por lo tanto no existe mención de restos vegetales o litologías características en la parte inferior del pozo, por equivalencia de facies sincrónicas se considera muy probable que el tramo daniano pertenezca a las sedimentitas de la Formación Cerro Dorotea.

#### **6b. Bioestratigrafía y edad (cuadro 3 de correlación)**

##### **1) Edad del tramo 682-687m de la perforación SC-1**

Las muestras 682-683m y 684-685m contienen una microfauna asignada al Daniano. Como se vio en los items de interpretación paleoecológica y en la parte sistemática, la mayoría de las especies son ampliamente conocidas en otros sedimentos danianos de Argentina (**Pyramidulina affinis**, **Lenticulina degolyeri**, **L. inornata**, **L. klagshamnensis**, **L. mexicana nudicostata**, **L.**



**orbicularis sensu** (Plummer), **L. vortex**, **L. wichmanni**, **Marginulinopsis ulatisensis**, **Globulina gibba**, **Ramulina aculeata**, **Loxostomoides applinae**, **Loxostomina eleganta**, **Nodogenerina plummerae**, **Alabamina midwayensis**, **Linaresia danica**).

La presencia de los planctónicos **Globoconusa daubjergensis**, **Eoglobigerina pseudobulloides** y **Subbotina triloculinoides** en la muestra 682-683m confirman la edad daniana. Según observaciones de Malumián *et al.* (1971), la pared de textura fuertemente reticulado y la segunda cámara abortada tipo "catpsidrax" en **E. pseudobulloides**, indicaría una edad daniana tardía. Estos planctónicos se registran también en las otras cuencas danianas argentinas, pero en la perforación SC-1, a diferencia de Patagonia Septentrional, cuenca del Golfo San Jorge y posiblemente cuenca del Colorado, no se halló la especie citada como **Globorotalia** o **Turborotalia compressa** (actualmente **Planorotalites compressus**) que según antecedentes indica una edad daniana tardía. Según la zonación de foraminíferos tropicales de Berggren (1969), Blow (1979) y Berggren y Miller (1988), la co-ocurrencia de los planctónicos del nivel 682-683m, circunscribe a la muestra a la zona P1. Según el esquema definido para altas latitudes por Stott y Kennett (1990a), puede encuadrarse en la biozona AP1. Dentro de esta última biozonación, la ausencia de otras formas planctónicas como **Planorotalites compressus** o **Subbotina inconstans** limitan la asignación a la zona AP1a.

Al igual que las otras cuencas danianas argentinas, no se reconoció la zona P<sub>2</sub> del Daniano más temprano. Esta zona en regiones tropicales se caracteriza por la aparición de la especie dominante **Parvulorugoglobigerina eugubina** (Berggren y Miller, 1988), pero según Stott y Kennett (1990a), es probable que esta especie se restrinja a bajas latitudes. Según Stott y Kennett (*op. cit.*), en altas latitudes el Daniano más temprano se asigna a la Zona de Rango Parcial de **Eoglobigerina fringa** definida por la co-ocurrencia de la especie nominante, **Guembelitra cretacea**, **Chiloguembelina taurica**, **Subbotina minutula** y otras eoglobigerinas, pero en el material estudiado no se reconoció ninguna.

La muestra 686-687m contiene **Coryphostoma incrassata** y algunas de las formas bentónicas danianas registradas en el intervalo 682-685m. Según Malumián *et al.* (1971), la presencia de **Coryphostoma incrassata** (en aquel entonces clasificada como **Bolivina**) en el tramo 702-689m de la perforación SC-1, corrobora la edad cretácica dada por **Acanthotrighonia cazadoriana** (Wilckens), y según estos autores la posición estratigráfica del tramo indica una edad maestrichtiana. Por otra parte, se conocen registros de la especie en el Paleoceno (por ejemplo en el Germaniano de Chile y en el Sitio 516 del Atlántico según Natland *et al.*, 1974 y Dailey, 1983). En este trabajo se considera que el nivel 686-687m, donde se encuentra **Coryphostoma incrassata** tiene una edad Daniana.

## 2) Edad de las sedimentitas de la perforación T-137

En base a los foraminíferos bentónicos hallados, se considera

una edad daniana-paleocena.

La presencia de **?Cribrononion hiltermanni** y **Pseudobuliminella** sp. 1887, descartan una edad daniana. Esto sumado a la casi total ausencia de especies comunes con el Eoceno medio de la cuenca Austral investigado por el Dr. Malumián (sólo se tienen dos especies en común, **Cibicidina praecursoria** hallada en el eoceno de la perforación SEC-7 de la provincia de Santa Cruz y **Cyclamina incisa** de la Formación La Despedida de Tierra del Fuego), permite asignar el tramo superior a los 194-198m al Paleoceno superior, pudiendo este tramo extenderse con dudas hasta los 550-558m, ya que los escasos ejemplares de **?Cribrononion hiltermanni** presentes en el podrían ser caídos.

Según Carrizo et al. (1990), la presencia de escasos ejemplares de **Cyclagelosphaera reinhardtii** (Perch-Nielsen) y **Chiasmolithus** sp. cf. **Ch. bidens** (Bramlette y Sullivan) confirman la edad paleocena tardía.

Para la parte inferior de la perforación, no es posible estimar edades ya que el material es muy escaso y podría haber caído de los niveles superiores. Solamente dos ejemplares de **"Discorbis" mariae** hallados a los 675-678m, no fueron registrados en profundidades menores por lo que podrían ser propios de ese nivel. **"D" mariae** es sinónima de otras especies registradas en el Paleoceno de Midway, Suecia, Dinamarca y Perú, y de **D. luciferus** del Daniano superior de la Formación Salamanca, por lo tanto indica una edad daniana-paleocena. Sin embargo por correlación con la cercana perforación T-136, se considera muy probable que el intervalo inferior a los 548m sea daniano.

### 3) Edad de las sedimentitas de la perforación T-136

El tramo 732-801m de la perforación T-136 es asignado al Daniano.

Excepto por unos nueve ejemplares de **Gavelinella chatamensis** descripta para el Cretácico superior de Nueva Zelandia (distribuidos prácticamente a lo largo de todo el tramo), contiene una amplia mayoría de especies bentónicas conocidas para el Daniano (entre otras **Alabamina midwayensis**, **Lenticulina klagshamnensis**, **L. vortex**), e incluso un ejemplar del planctónico **Eoglobigerina pseudobulloides**.

La ausencia de otros foraminíferos planctónicos impide un encuadre cronológico más limitado que la biozona P1. Por otra parte, según Carrizo et al. (1990), los niveles tratados contienen una asociación poco diversa de nanoplancton calcáreo constituida por **Markalius inversus** (Deflandre), **Hornibrookina** sp. y abundante **Thoracospera** sp., que se relaciona con la zona NP(3), Daniano.

Para la parte superior de la perforación, la presencia de **?Cribrononion hiltermanni** en niveles más altos que el nivel de abundancia de foraminíferos (201-211m), descarta una posible edad daniana, y siendo **Cibicidina praecursoria** y **Cyclamina incisa** las

únicas formas comunes con el Eoceno medio de la cuenca, se considera que el intervalo tratado es asignable al Paleoceno tardío.

Según Carrizo *et al.* (1990), la presencia de escasos ejemplares de **Cyclagelosphaera reinhardtii** (Perch-Nielsen) y **Chiasmolithus** sp. cf. **Ch. bidens** (Bramlette y Sullivan) confirman la edad paleocena tardía.

Lamentablemente la esterilidad de muchas de las muestras y la probable contaminación por caída del material, impiden determinar la localización exacta del límite Daniano-Paleoceno superior.

#### 4) Edad de la microfauna de muestras de afloramiento de la Formación Cerro Dorotea

Las únicas muestras fértiles corresponden a la parte superior de la Formación Cerro Dorotea. Aunque no se hallaron taxones que descarten una edad daniana, como es el caso de ? **Cribronion hiltermanni** y **Pseudobuliminella** sp. 1887 en las perforaciones T-136 y T-137, la composición de la asociación y su posición estratigráfica permite correlacionar estas muestras con los niveles de abundancia de foraminíferos de las perforaciones T-136 y T-137, asignados al Paleoceno superior.

#### 5) Equivalencia formacional y edad del intervalo 870-510m del pozo Polux x-1

Se reconocieron siete tramos, de los cuales cuatro son de interés para el tema de esta tesis.

El tramo inferior a los 870m no fue tratado en forma exhaustiva porque sobrepasa los límites del tema propuesto, pero se considera equivalente temporal de la Formación Arroyo Alfa del subsuelo de Tierra del Fuego. La edad albiense tardía-cenomaniana temprana? y el contenido microfaunístico de esa formación fueron tratados por Flores *et al.* (1973), Malumián y Masiuk (1976a) y Malumián (1990a). La equivalencia surge a raíz de que entre la abundante microfauna de los niveles inferiores a los 940m se registran los foraminíferos **Dorothia mordojevichi** Cañón y Ernst, **Spiroplectinata annectens** (Parker y Jones), **Lingulogavelinella** spp., **Hedbergella portdownensis** (Williams-Mitchell) y **H. planispira** (Tappan), y a que entre los 940 y los 870m (sentido en el que se observa una disminución de la diversidad específica y del número de ejemplares, junto con un aumento de la relación aglutinados/bentónicos calcáreos) es característica la presencia de **Lingulogavelinella** spp. Respecto del género **Lingulogavelinella**, según Malumián y Masiuk (1976a), su tope de distribución indica el piso o límite inferior de la Formación Cabeza de León.

Hacia arriba, las muestras 860 a 630m son equivalentes a la Formación Cabeza de León del subsuelo de Tierra del Fuego. Entre esas muestras pueden diferenciarse 3 tramos:

El primer tramo, entre los 860 y los 770m, se diferencia del infrayacente por el fuerte cambio microfaunístico y se caracteriza por la disminución progresiva de la microfauna hacia los niveles superiores. Entre los foraminíferos más conspicuos contiene **Spiroplectammina** sp. cf. **S. laevis** Roemer, **Gavelinella** (**Bethelina**) spp., **Gaudryina juliana** Malumián y Masiuk, **Hedbergella portsmouthensis** (Williams-Mitchell) y **Whiteinella** sp., especies todas que se registran en el primer tramo de la Formación Cabeza de León, tratado en los trabajos de Flores *et al.* (1973), Malumián y Masiuk (1976b, 1978) y Malumián (1990a). Por lo tanto se considera que el tramo 860-770m del pozo Polux x-1 es el equivalente temporal del primer tramo de la Formación Cabeza de León. Ambos se asignan al Turoniano por la presencia de **Gavelinella** (**Berthelina**) spp., género que según Malumián y Masiuk (1976b) se registra en Europa, Africa del Sur y Australia en edades no menores al Turoniano, y de **Whiteinella** sp. que según Malumián (1990a) es idéntica a **Praeglobotruncana** sp. aff. **P. oraviensis** Scheinebrova de Krashenninnikoy y Basov (1983) registrada en niveles del Turoniano inferior del Sitio 511 del Leg 71. La edad turoniana del intervalo 860-770m del pozo Polux x-1, fue confirmada por la presencia de especies guía de nanoplancton **Ephrolithus floralis** (Stradner) Stover y **Lithastrinus grilli** Stradner en el nivel 800m (Concheyro, 1991 m.s.). Cabe aclarar que si bien se verifica la equivalencia temporal entre el tramo tratado y el tramo inferior de la Formación Cabeza de León por la ausencia de formas características de la Formación Arroyo Alfa y la presencia de las formas mencionadas arriba, no se encontró una total correspondencia con la asociación de la Zona de **Pseudospiroplectinata ona** (equivalente al primer tramo de la Formación Cabeza de León) ya que por un lado formas características de la zona como **P. ona** y **Haplophragmoides** sp. no se registran en el pozo, y por otro formas también típicas de la zona como **Lenticulina crepidularis**, **Pseudosigmoilina** sp. cf. **Quinqueloculina antiqua** y **Stensioeina** sp. cf. **S. infrafoosa**, se registran en niveles más alto que pueden ser mejor equiparados con otros tramos de la Formación Cabeza de León (ver más adelante).

Continúa el tramo 750 a 690m. En los niveles más bajos de este tramo se registra un brusco cambio faunístico respecto de niveles infrayacentes. El tramo comienza con una fauna diversa con un alto número de ejemplares que disminuye hacia los niveles superiores. Los foraminíferos planctónicos son más abundantes hacia el nivel más antiguo, siendo la muestra 750m la única que contiene formas carenadas (**Globotruncana** sp., **Globotruncana rugosa** y "**Rugotruncana**" **cretacea**). Se considera que este tramo corresponde al Coniaciano-Maestrichtiano, o sea que equivale al segundo y tercer tramo de la Formación Cabeza de León. Sin embargo, al igual que en el tramo anterior, la distribución de especies en el pozo estudiado no permite una subdivisión más precisa como la establecida por Malumián y Masiuk (1976b, 1978) y Malumián (1990a) para la Formación Cabeza de León. Además debido a que el material estudiado proviene de muestras de inyección, se tuvieron en cuenta los registros más altos como más seguros en tanto que los inferiores podrían corresponder a material caído. La muestra 750m es la única en la que se registra **Notoplanulina rakauroana** y por lo tanto la que tiene mayor probabilidad de

correlación con la Zona de **N. rakauoana**. Aparentemente, la muestra 740m sería equivalente a la parte inferior de la Zona de **Gaudryina healyi** ya que en ella se hallaron 202 ejemplares de **Notoplanulina australis**, **Ramulina** sp. A y **R. aff. R. sp. B**, formas que en Tierra del Fuego presentan una distribución limitada a esa zona. Por otra parte la Zona de **Gaudryina healyi** se extendería en el Polux hasta los 690m ya que esa muestra es el nivel más alto en que se registran formas calcáreas y que contiene un espécimen de **G. healyi**, forma sumamente escasa en esta perforación (aparte de este registro sólo se hallaron 10 ejemplares, probablemente caídos, en la muestra 750m). Estas equivalencias son poco confiables ya que existen otros argumentos en favor de que costa afuera cambie la distribución de algunas especies de manera que allí ya no sea válida la zonación de Tierra del Fuego. Ejemplo de esto son el mayor rango de **Stensioeina** sp. cf. **S. infrafoffa** y **Pseudosigmoilina** sp. cf. **Quinqueloculina antiqua**, ya que mientras en la isla presentan una distribución restringida a la Zona de **Pseudospiroplectinata** **ona**, en la perforación estudiada se hallan en niveles tan altos como 680 y 690m respectivamente, con sus registros más antiguos y abundantes en el nivel 750m. Respecto de la edad del tramo 750-690m, se la considera comprendida entre el Coniaciano y el Maestrichtiano por la presencia de **Alabamina australis australis**, **Gyroidinoides nodus**, **Gavelinella eriksdalensis**, **Costellagerina bulbosa** y **C. pilula** descriptas o halladas en el Santoniano-Campaniano de Australia, de **Globotruncana** sp. descripta por Malumián y Masiuk (1978) para el Coniaciano-Santoniano de Tierra del Fuego, de **Spiroplecta globulosa**, **S. pulchra** y **Globigerinelloides asperus** con distribución cosmopolita desde el Coniaciano al Maestrichtiano, y de **Gaudryina healyi** del Maestrichtiano=Haumuriano de Nueva Zelanda. El nanoplancton calcáreo presente en este tramo, si bien no aporta datos más finos sobre la edad, está de acuerdo con la asignación al Coniaciano-Maestrichtiano temprano. Según Concheyro (1991, m.s.), están presentes **Marthasterites furcatus** (Deflandre) Deflandre del Coniaciano inferior a medio en la muestra 730m y especies de probable edad santoniana-campaniana en el tramo 730-690m.

El tramo 630-680m contiene únicamente dos o tres formas de foraminíferos aglutinados enroscados o uniseriales, muy mal conservados y representados por uno o dos ejemplares. Se considera que equivale al cuarto tramo o Zona de "foraminíferos arenáceos" de la Formación Cabeza de León (definidos por Flores et al., 1973; Malumián y Masiuk, 1976b y Malumián, 1990a). Se le asigna una edad maestrichtiana por equivalencia lateral y por la presencia de las especies de nanoplancton **Arkhangelskiella cymbiformis** (Vekshina) Bramlette y Martini, **Micula decussata** Vekshina, **Placozygus sigmoides** (Bramlette y Sullivan) Romein, **Acuturris scotus** (Rissatti) Wuid y Wise y **Cribosphaerella ehrenbergii** (Nöel) Perch-Nielsen halladas a los 680m por Concheyro (1991, m.s.).

El tramo 610-620m se diferencia de los tramos supra e infrayacentes por la abundancia de radiolarios y glauconita, la presencia de foraminíferos planctónicos, y el brusco cambio de la fauna bentónica. Contiene una fauna de foraminíferos escasa y muy mal conservada. Entre los planctónicos se reconoció **Planorotalites**

**planoconicus**, **Acarinina mckannai** y ? **Acarinina nicoli**, y entre los bentónicos **Linaresia lellingensis**, **Lenticulina** spp., **Chilostomella** sp. y **Globobulimina** sp., junto con formas más jóvenes y mejor conservadas provenientes de niveles superiores como **Astrononion** sp. Con referencia a la edad, los planctónicos citados arriba tienen un biocron Paleoceno superior-Eoceno inferior. En altas latitudes (Mar de Weddell y océano Indico), la primera aparición de **A. mckannai** marca el inicio de la Zona de intervalo de **Acarinina mckannai** referida a la zona AP3 del Paleoceno tardío, y en el Escudo Kerguelen el taxón se registra hasta la Zona AP4 del Paleoceno tardío (Stott y Kennett, 1990a; Huber, 1991c). Por su parte, **P. planoconicus** se registra en el Escudo Kerguelen, desde la parte superior de la Zona AP4 hasta la Zona AP6 del Eoceno temprano (Huber, 1991c). El bentónico **Linaresia lellingensis** fue hallado en el Daniano superior-Paleoceno de Suecia y Dinamarca y en el Montiano de Polonia. Por lo tanto, se concluye que estos foraminíferos junto con las especies de nanoplancton calcáreo **Chiasmolithus bidens** (Bramlette y Sullivan) Hay y Mohler (indicador del Paleoceno superior), **Pontosphaera** sp. (género conocido desde el Paleoceno al Reciente) y **Hornibrookina** sp. (género restringido al Paleoceno) (según datos de Concheyro, 1991 m.s.), permiten asignar al tramo 620-610m una edad paleocena tardía, probablemente equivalente a la Zona AP4 de altas latitudes.

El límite Paleoceno-Eoceno debe ubicarse en el tramo 600-580m. Este tramo contiene unas nueve formas de bentónicos calcáreos y aglutinados, que con la única excepción de **Hoeglundina** sp. muy mal conservada en los 590m, fueron hallados en niveles superiores.

Continúa hacia arriba el tramo 570-510m, asignado al Eoceno. Este tramo tiene un moderado aumento de diversidad, y entre los géneros más conspicuos contiene **Cribrorotalia**, **Heterolepa** y **Pseudopolymorphina**. Estudios de nanoplancton calcáreo realizados por Concheyro (1991, m.s.), revelaron la presencia de especies del Eoceno medio en el tramo 500-530m: **Blackites spinosus** (Deflandre y Fert) Hay y Towe, **Coccolithus** sp. cf. **C. staurion**, **Chiasmolithus grandis** (Bramlette y Riedel) Radomski, **Chiasmolithus oamaruensis** (Deflandre) Hay, Mohler y Wade, y **Ericsonia formosa** (Kamptner), y de formas eocenas en el tramo 550-570m: **Coccolithus eopelagicus** (Bramlette y Riedel) Bramlette y Sullivan, **Reticulofenestra** sp. y **Reticulofenestra dyctioda** (Deflandre) Stradner.

6) Equivalencia formacional y edad del intervalo 1250-800m del pozo Cruz x-1

Mediante la examinación expeditiva del pozo Cruz x-1 se reconocieron seis tramos, de los cuales cuatro son de interés para el tema de esta tesis.

El tramo comprendido entre 1250-1010m con abundante **Lingulogavelinella** spp., **Tritaxia gaultina australis** Malumián y Masiuk, **Spiroplectinata annectens** (Reuss) y **Notoconorbina leanzai** Malumián y Masiuk, se considera equivalente temporal de la

Formación Arroyo Alfa del Albiano tardío-Cenomaniano temprano? del subsuelo de Tierra del Fuego y del tramo inferior a los 870m del pozo Polux x-1.

El intervalo comprendido entre los 1000-860m y probablemente el tramo 850-840m, se consideran equivalentes a la Formación Cabeza de León del subsuelo fueguino.

Se considera que entre las muestras correspondientes a los 1010m y 1000m existe una discordancia que por lo menos abarca parte del intervalo Cenomaniano-Turoniano. Tal afirmación se basa en que no se reconoció la Zona de **Pseudospiroplectinata** (turoniana) del primer tramo de la Formación Cabeza de León del subsuelo de Tierra del Fuego y del tramo 860-770m pozo Polux x-1.

Continúa el tramo 1000-990m con abundantes foraminíferos entre los que se destacan **Notoplanulina rakauroana**, **Gavelinella eriksdalensis**, **G. murchisonensis**, **Alabamina australis australis** y **Stensioeina** sp. cf. **S. infra fossa**. Dicha asociación indica la correspondencia del tramo con la Zona de **N. rakauroana** del Coniaciano-Campaniano temprano del segundo tramo de la Formación Cabeza de León del subsuelo fueguino y con la muestra 750m del pozo Polux x-1.

El siguiente tramo, entre los 980-910m corresponde a la Zona de **Gaudryina healyi** del Campaniano-Maestrichtiano temprano del subsuelo de Tierra del Fuego y probablemente con el tramo 740-690m del pozo Polux x-1. Aunque no se halló la especie epónima de la zona, la correspondencia surge fundamentalmente por el registro de **Notoplanulina australis** y **Ramulina** sp. A. Es destacable que la muestra 910m se diferencia de las adyacentes por el importante contenido de glauconita (50% según datos de la Lic. Bayarsky), por lo tanto se considera probable que este nivel corresponda a una discordancia de carácter local ya que semejantes proporciones no se registran en el cercano pozo Polux x-1.

Entre los 900-860m se registra una facies de foraminíferos aglutinados, escasos y mal conservados, con predominio de formas enroscadas sobre las tubulares y biseriales. Entre las formas más conspicuas se registran **Rzehakina epigona minima** y **Quasispiroplectammina** sp. cf. **Spiroplectammina brunswickensis** Todd y Kniker, ausentes en el Polux x-1. Probablemente la restricción de estas formas se deba a condiciones paleoambientales particulares. Se considera que el intervalo es equivalente a la Zona de foraminíferos aglutinados del Maestrichtiano de la Formación Cabeza de León del subsuelo fueguino y al tramo 680-630m del Polux x-1.

En el tramo 850-840m continúa la facies de foraminíferos aglutinados con **R. epigona minima** y **Q.** sp. cf. **S. brunswickensis**, pero a diferencia del tramo infrayacente predominan las formas biseriales sobre las enroscadas. La asignación de edad y correspondencia con la Zona de foraminíferos aglutinados de la Formación Cabeza de León es insegura, esto se debe a que si bien no se hallaron formas que podrían indicar una edad Paleocena tardía, la abundancia de radiolarios y un leve aumento en la

proporción de glauconita podrían indicar que se trata de un nivel correlacionable con el tramo 620-610m del Polux x-1, asignado al Paleoceno superior sobre la base de foraminíferos y nanoplancton calcáreo.

Por último, a partir de la muestra 830m se registra una fauna más diversa asignada al Eoceno con **Subbotina angisporoides** Hornibrook, subbotinas del grupo de **S. bullbrookii**, **Uvigerina spinocostata** Cushman y Jarvis, **Bulimina corrugata** Cushman y Siegfus, **Elphidium** spp. etc.

#### 7) Edad de la Formación Calafate

Las muestras de afloramiento del perfil Arroyo 25 de Mayo, contienen una microfauna muy pobre de foraminíferos aglutinados con **Haplophragmoides** sp. 5751, **Repmanina corona** (Cushman y Jarvis) y **Ammodiscus tenuissimus** Gümbel.

La presencia de **Trigonia** sp. junto con los foraminíferos **Repmanina corona** (Cushman y Jarvis) y **Ammodiscus tenuissimus** Gümbel, indican una edad cretácica tardía. Aunque ninguno de estos fósiles determina el piso, la F. Calafate se asigna al maestrichtiano por sus relaciones estratigráficas.

#### 8) Edad de la Formación Río Claro

El estudio de muestras de afloramiento del perfil Río Turbio, sólo arrojó una escasísima fauna de foraminíferos aglutinados con **Spirosigmoilinella naibensis** Turenko y **Quasispiroplectamina spectabilis** (Grzybowski). Por otra parte, Buatois (1987, m.s.) menciona la presencia del equinodermo **Schizaster** sp.

Aunque los tres fósiles podrían haber coexistido desde el Campaniano al Paleoceno, por sus relaciones estratigráficas se considera más probable una edad paleocena tardía.



EDAD		Cuenca Carbonífera de Río Turbio	Area de Lago Argentino	Santa Cruz Oriental (SC-1)	Tierra del Fuego	C. Austral sector costa afuera (Polux x-1 y Cruz x-1)
EOCENO	sup.	Río Guillermo			Cabo Peña Congl. Tchai-Chii	?
	med.	Río Turbio	Man Aike	Campo Bola	La Despedida	⊗ ⊗ ⊗
	inf.	?	?	?	?	?
PALEOCENO	sup.	⊗ Cerro Dorotea	Calafate	?	⊗ Río Claro	⊗
	inf.	⊗ ?	?	⊗	?	?
CRETACICO SUPERIOR	Maes.		Chorrillo		Z. F. aglutinados	⊗ Z. F. aglutinados
		Cerro Cazador	Cerro Fortaleza La Anita	Arcillas Fragmentosas	Z. G. healyi	⊗ Z. G. healyi
	Camp.		Alta Vista		Cabeza de León	⊗ Cabeza de León
		Cerro Toro	Cerro Toro		Z. N. rakauroana	⊗ Z. N. rakauroana
	Sant.					
	Con.					
	Tur.					
	Cen.				Z. P. ona	
					Arroyo Alfa	⊗ Arroyo Alfa

Cuadro 3: Correlación generalizada basada en parte en Malumián y Masiuk (1976, 1978), Arbe y Hechem (1984a,b), Malumián y Náñez (1990), Malumián (1990b) y Carrizo *et al.* (1990).

⊗: proveniencia de foraminíferos tratados en este trabajo.

## 7. CONCLUSIONES

### 7a. Sistemáticas

1) En el intervalo 682-687m de la perforación SC-1 situada en el borde oriental de la cuenca, se clasificaron e ilustraron 50 formas, de las cuales, 30 fueron determinadas específicamente, 9 fueron clasificadas a nivel de comparación y 11 han quedado en nomenclatura abierta.

2) En muestras de afloramiento del perfil "Filo de la Mina" y muestras de inyección de las perforaciones T-136 y T-137, correspondientes a la Formación Cerro Dorotea, se reconocieron e ilustraron parcialmente 54 formas, de las cuales 21 fueron determinadas específicamente, 6 fueron clasificadas a nivel de comparación y 27 han quedado en nomenclatura abierta.

3) En muestras de afloramiento del perfil "Arroyo 25 de Mayo", correspondientes a la Formación Calafate, se halló una fauna de aglutinados muy escasa compuesta por tres formas, de las cuales, dos fueron determinadas específicamente y una ha quedado en nomenclatura abierta.

4) En muestras de afloramiento del perfil "Río Turbio", correspondientes a la Formación Río Claro, se hallaron escasos foraminíferos aglutinados. Entre ellos se reconocieron dos formas que fueron determinadas específicamente.

5) Se reconocieron e ilustraron parcialmente 86 formas provenientes del tramo 610-810m del pozo Polux x-1, de las cuales 50 fueron clasificadas específicamente, 8 a nivel de comparación y 28 han quedado en nomenclatura abierta.

6) A raíz del registro de **Rzehakina** en el tramo 900-840m del pozo Cruz x-1, se realizó el estudio monográfico del género.

### 7b. Bioestratigráficas

1) La asignación al Daniano del intervalo 682-687m de la perforación SC-1, correspondiente a la parte inferior de la Formación Campo Bola, se debe a los foraminíferos bentónicos y planctónicos ampliamente conocidos para esa época. En particular, los planctónicos **Eoglobigerina pseudobulloides**, **Subbotina triloculinoides** y **Globoconusa daubjergensis** del testigo 682-683m, permiten encuadrar la asignación a la biozona P1 de foraminíferos tropicales y a la AP1 de altas latitudes. Dentro de la biozonación de altas latitudes, la ausencia de otras formas planctónicas limitan la asignación a la zona AP1a.

El testigo 686-687m contiene **Coryphosoma incrassata** junto con foraminíferos bentónicos danianos. Aunque **C. incrassata** fue registrada en el Maestrichtiano de Patagonia Septentrional, se considera que el nivel 686-687m tiene una edad daniana, ya que por un lado, se encuentra en la perforación SC-1 en un nivel estratigráfico cercano y superior al nivel 689m con **Acanthotrighonia cazadoriana** que asegura una edad Cretácica, y por otro, se conocen registros de **C. incrassata** en el Paleoceno.

Según antecedentes, los datos más próximos de niveles infrayacentes al tramo estudiado corresponden a la citas de: **Acanthotrighonia cazadoriana** a los 689m, a la asociación de **Cribristomides** ex gr. **Haplophragmoides rugosus** en el testigo 701m, y a las formas calcáreas **Anomalinoides** sp. cf. **A. pirapaua** y **Gyroidinoides** sp. 2 en 708,80-709,20m. Por lo tanto, aunque entre los 701m y 687m se carece de testigos que podrían permitir una mayor comprensión del límite Cretácico-Terciario, puede decirse que: no se reconoció el Daniano más temprano; que los datos presentes indican un pasaje de una situación de baja productividad de carbonatos biogénicos o ausencia de foraminíferos calcáreos por problemas tafonómicos testimoniada en la asociación de **C.** ex gr. **H. rugosus**, a una de alta productividad en las pelitas tobáceas con fauna daniana; y que entre el Maestrichtiano y el Daniano, el brusco cambio faunístico junto con los cambios litológicos (predominio de areniscas en el Maestrichtiano y pelitas en el Daniano) y mineralógicos (presencia de material piroclástico en el Daniano), y la presencia de glauconita (mineral generalmente relacionado a discordancias) en el tramo Maestrichtiano-Eoceno superior, marcan un probable hiatus estratigráfico dentro de la Formación Campo Bola.

2) En el sector occidental de la cuenca se registraron por primera vez foraminíferos de la Formación Cerro Dorotea.

Este hallazgo corresponde a muestras de afloramiento del perfil "Filo de la Mina" y a muestras de inyección de las perforaciones T-136 y T-137.

En los tramos superiores de las perforaciones T-136 y T-137, y en muestras de afloramiento del perfil "Filo de la Mina", se registró una agrupación integrada casi exclusivamente por foraminíferos bentónicos calcáreos y designada como asociación de **Buliminella isabelleana** forma **procera-Nonionella ovata-Anomalinoides perthensis**. La asignación de edad de esta microfauna, se basó por un lado en las escasas formas comunes con el resto de las microfaunas danianas argentinas y con las microfaunas eocenas de la misma cuenca, y por otro, en el hallazgo en las perforaciones de ? **Cribrononion hiltermanni** y **Pseudobuliminella** sp. 1887. Por lo tanto, por correlación bioestratigráfica de los niveles superiores de las perforaciones y del perfil "Filo de la Mina", se asignó a la sección superior de la Formación Cerro Dorotea al Paleoceno superior.

La sección inferior de la Formación Cerro Dorotea, se considera daniana. Esto se debe a que: por un lado, en la

perforación T-136, por debajo de un tramo estéril de carácter continental con arcillas carbonosas, se halló una agrupación de foraminíferos calcáreos que conforman la asociación de **Alabamina** sp. 1885 y especies danianas, asignable sin duda al Daniano por el registro de **Quadrimorphina allomorphinoides**, **Lenticulina vortex**, **L. klagshamnensis**, **Alabamina midwayensis**, **Eoglobigerina pseudobulloides**, etc., y por otro, al hallazgo en la perforación T-137 de dos ejemplares de "**Discorbis**" **mariae** en un nivel inferior al tramo estéril y superior a un nivel supuestamente correlacionable con el horizonte carbonoso inferior de la sección inferior de la Formación Cerro Dorotea.

Con respecto a la unidad infrayacente y al tipo de contacto, aparentemente transicional, nada puede decirse. Esto se debe a que, aunque fueron revisadas algunas muestras de afloramiento de la sección superior de la Formación Cerro Cazador (sección adyacente al perfil Filo de la Mina y afloramientos en las márgenes del río Vizcachas), estas resultaron estériles, y a que los únicos datos micropaleontológicos existentes sobre la Formación Cerro Cazador, corresponden a niveles próximos al nivel "f" de Hautal con **Hoplitoplacenticeras plasticum** de edad campaniana tardía, pero muy lejanos al contacto entre las Formaciones Cerro Cazador y Cerro Dorotea.

3) Se informa por primera vez sobre la presencia de foraminíferos en la Formación Calafate en muestras de afloramiento del perfil "Arroyo 25 de Mayo".

Se trata de una fauna muy escasa, prácticamente monoespecífica, compuesta por foraminíferos aglutinados, con predominio de **Haplophragmoides** sp. 5751, acompañados por **Repmanina corona** y **Ammodiscus tenuissimus** muy subordinados.

Respecto de la edad, la presencia de **Trigonia** sp. junto con **R. corona** y **A. tenuissimus** refieren a los afloramientos de la sección inferior del perfil al Cretácico superior. Sin embargo, aunque ninguno de los fósiles registrados determina el piso, por relaciones estratigráficas, se considera que estos afloramientos de la Formación Calafate del sur de Lago Argentino tienen una edad maestrichtiana. Debido a que no se registraron microfósiles, nada puede asegurarse sobre la edad de los niveles superiores. En cuanto a la unidad suprayacente, las observaciones realizadas en este perfil muestran que luego de un banco conglomerádico suprayacido por una caliza coquinoidea, mediante un contacto cubierto, continúan areniscas finas glauconíticas que probablemente correspondan a la Formación Man Aike.

4) En muestras de afloramiento de la Formación Río Claro provenientes del perfil "Río Turbio", se hallaron dos ejemplares de **Spirosigmoilinella naibensis**, un ejemplar de **Quasispiroplectamina spectabilis** y escasos foraminíferos aglutinados trocoespirales indeterminables.

Aunque estos microfósiles y el equinodermo **Schizaster** sp.

(mencionado por Buatois, 1987, m.s.) podrían haber coexistido desde el Campaniano al Paleoceno, por relaciones estratigráficas se considera más probable una edad paleocena tardía.

5) En el pozo Polux x-1 se reconocieron siete tramos, de los cuales cuatro son de edad cretácica tardía-paleocena.

El tramo inferior a los 870m no fue tratado en forma exhaustiva porque sobrepasa los límites del tema propuesto, pero se considera equivalente temporal de la Formación Arroyo Alfa del Albiano tardío-Cenomaniano temprano? del subsuelo de Tierra del Fuego. La equivalencia surge a raíz del registro de **Dorothia mordoiovichi**, **Spiroplectinata annectens**, **Lingulogavelinella** spp., **Hedbergella portdownensis** y **H. planispira**, en la muestra 940m, y a que entre los 940 y los 870m es característica **Lingulogavelinella** spp., género cuyo última aparición indica el piso o límite inferior de la Formación Cabeza de León (según Malumián y Masiuk, 1976a).

Hacia arriba, las muestras 860 a 630m son equivalentes a la Formación Cabeza de León del subsuelo de Tierra del Fuego. Entre esas muestras pueden diferenciarse 3 tramos:

a) El primer tramo, entre los 860 y los 770m, contiene **Spiroplectamina** sp. cf. **S. laevis**, **Gavelinella** (**Bethelina**) spp., **Gaudryina juliana**, **Hedbergella portdownensis** y **Whiteinella** sp. Todas estas formas se han registrado en el primer tramo de la Formación Cabeza de León (sensu Flores et al., 1973; Malumián y Masiuk, 1976b, 1978; y Malumián 1990a), por lo tanto se considera que el tramo 860-770m del pozo Polux x-1 es el equivalente temporal del primer tramo de la Formación Cabeza de León. La asignación al Turoniano se debe a **Gavelinella** (**Berthelina**) spp. y **Whiteinella** sp., y fue confirmada por la presencia de especies guía de nanoplancton **Ephrolithus floralis** (Stradner) Stover y **Lithastrinus grilli** Stradner en el nivel 800m (Concheyro, 1991 m.s.). El brusco cambio micropaleontológico entre este tramo y el infrayacente está de acuerdo con la normalmente aceptada discordancia de la fase Patagónica Principal.

b) El segundo tramo entre los 750 a 690m comienza con una fauna diversa con un alto número de ejemplares que disminuye hacia los niveles superiores. Los foraminíferos planctónicos son más abundantes hacia el nivel más antiguo, siendo la muestra 750m la única que contiene formas carenadas: **Globotruncana** sp., **Globotruncana rugosa** y "**Rugotruncana**" **cretacea**. Respecto de la edad del tramo 750-690m, se la considera comprendida entre el Coniaciano y el Maestrichtiano por la presencia de **Alabamina australis australis**, **Gyroidinoides nodus**, **Gavelinella eriksdalensis**, **Costellagerina bulbosa** y **C. pilula** descriptas o halladas en el Santoniano-Campaniano de Australia, de **Globotruncana** sp. descripta por Malumián y Masiuk (1978) para el Coniaciano-Santoniano de Tierra del Fuego, de **Spiroplecta globulosa**, **S. pulchra** y **Globigerinelloides asperus** con distribución cosmopolita desde el Coniaciano al Maestrichtiano, y de **Gaudryina healyi** del Maestrichtiano=Haumuriano de Nueva

Zelandia. El nanoplancton calcáreo presente en este tramo, si bien no aporta datos más precisos sobre la edad, está de acuerdo con la asignación al Coniaciano-Maestrichtiano temprano. Según Concheyro (1991, m.s.), están presentes **Marthasterites furcatus** (Deflandre) Deflandre del Coniaciano temprano a medio en la muestra 730m y especies de probable edad santoniana-campaniana en el tramo 730-690m. Al igual que en el tramo anterior, la distribución de especies en el pozo estudiado no es totalmente homóloga a la subdivisión establecida por Malumián y Masiuk (1976b, 1978) y Malumián (1990a) para la Formación Cabeza de León. Ejemplo de esto son el mayor rango de **Stensioeina** sp. cf. **S. infrafoosa** y **Pseudosigmoilina** sp. cf. **Quinqueloculina antiqua**, ya que mientras en la isla presentan una distribución restringida a la Zona de **Pseudospiroplectinata** **ona**, en la perforación estudiada se hallan en niveles tan altos como 680 y 690m respectivamente, con sus registros más antiguos y abundantes en el nivel 750m. Sin embargo, la muestra 750m es la única en la que se registra **Notoplanulina rakauroana** y por lo tanto la que tiene mayor probabilidad de correlación con la Zona de **N. rakauroana**, y aparentemente, el tramo 740-690m sería equivalente a la Zona de **Gaudryina healyi**. Con seguridad la muestra 740m equivale a la parte inferior de la Zona de **G. healyi** ya que en ella se hallaron numerosos ejemplares de **Notoplanulina australis**, **Ramulina** sp. A y R. aff. R. sp. B, formas que en Tierra del Fuego presentan una distribución limitada a esa zona. Por otra parte la Zona de **Gaudryina healyi** se extendería en el Polux hasta los 690m ya que esa muestra es el nivel más alto en que se registran formas calcáreas y que contiene un espécimen de **G. healyi**. El fuerte cambio microfaunístico entre este tramo y el anterior está de acuerdo con la idea de un hiatus intraformacional.

c) El tercer tramo, entre los 630-680m contiene únicamente dos o tres formas de foraminíferos aglutinados enroscados o uniseriales, muy mal conservados y representados por uno o dos ejemplares. Se considera que equivale al cuarto tramo o Zona de "foraminíferos arenáceos" de la Formación Cabeza de León (definidos por Flores et al., 1973; Malumián y Masiuk, 1976b y Malumián, 1990). Se le asigna una edad maestrichtiana por equivalencia lateral y por la presencia de las especies de nanoplancton **Arkhangelskiella cymbiformis** (Vekshina) Bramlette y Martini, **Micula decussata** Vekshina, **Placozygus sigmoides** (Bramlette y Sullivan) Romein, **Acuturris scotus** (Rissatti) Wuid y Wise y **Cribosphaerella ehrenbergii** (Nöel) Perch-Nielsen halladas a los 680m por Concheyro (1991, m.s.).

El tramo 610-620m se diferencia de los tramos supra e infrayacentes por la abundancia de radiolarios y glauconita, la presencia de foraminíferos planctónicos, y el brusco cambio de la fauna bentónica. Contiene una fauna de foraminíferos escasa y muy mal conservada. Entre los planctónicos se reconoció **Planorotalites planoconicus**, **Acarinina mckannai** y ? **Acarinina nicoli**, y entre los bentónicos **Linaresia lellingensis** (Brotzen), **Lenticulina** spp., **Chilostomella** sp. y **Globobulimina** sp., junto con formas más jóvenes y mejor conservadas provenientes de niveles superiores como **Astrononion** sp. Con referencia a la edad, los planctónicos citados arriba tienen un biocron Paleoceno tardío-Eoceno temprano.

En altas latitudes (Mar de Weddell y océano Indico), la primera aparición de **A. mckannai** marca el inicio de la Zona de intervalo de **Acarinina mckannai** referida a la zona AP3 del Paleoceno tardío, y en el Escudo Kerguelen el taxón se registra hasta la Zona AP4 del Paleoceno tardío (Stott y Kennett, 1990a; Huber, 1991c). Por su parte, **P. planoconicus** se registra en el Escudo Kerguelen, desde la parte superior de la Zona AP4 hasta la Zona AP6 del Eoceno temprano (Huber, 1991c). El bentónico **Linaresia lellingensis** fue hallado en el Daniano tardío y Paleoceno tardío de Suecia y Dinamarca y en el Paleoceno tardío de Polonia. Por lo tanto, se concluye que estos foraminíferos junto con las especies de nanoplancton calcáreo **Chiasmolithus bidens** (Bramlette y Sullivan) Hay y Mohler (indicador del Paleoceno tardío), **Pontosphaera** sp. (género conocido desde el Paleoceno al Reciente) y **Hornibrookina** sp. (género restringido al Paleoceno), registradas por Concheyro (1991, m.s.), permiten asignar al tramo 620-610m una edad paleocena tardía, probablemente equivalente a la Zona AP4 de altas latitudes. El daniano no estaría representado.

El límite Paleoceno-Eoceno debe ubicarse en el tramo 600-580m. Este tramo contiene unas nueve formas de bentónicos calcáreos y aglutinados, que con la única excepción de **Hoeglundina** sp. muy mal conservada en los 590m, fueron hallados en niveles superiores.

Continúa hacia arriba el tramo 570-510m, asignado al Eoceno. Este tramo tiene un moderado aumento de diversidad, y entre los géneros más conspicuos contiene **Cribrorotalia**, **Heterolepa** y **Pseudopolymorphina**. Estudios de nanoplancton calcáreo realizados por Concheyro (1991, m.s.), revelaron la presencia de especies del Eoceno medio en el tramo 500-530m: **Blackites spinosus** (Deflandre y Fert) Hay y Towe, **Coccolithus** sp. cf. **C. staurion**, **Chiasmolithus grandis** (Bramlette y Riedel) Radomski, **Chiasmolithus oamaruensis** (Deflandre) Hay, Mohler y Wade, y **Ericsonia formosa** (Kamptner), y de formas eocenas en el tramo 550-570m: **Coccolithus eopelagicus** (Bramlette y Riedel) Bramlette y Sullivan, **Reticulofenestra** sp. y **Reticulofenestra dyctioda** (Deflandre) Stradner.

6) En el pozo Cruz x-1 se reconocieron seis tramos de los cuales cuatro son de edad cretácica tardía-paleocena tardía?.

El primer tramo, inferior a los 1010m, con **Lingulogavelinella** spp., **Tritaxia gaultina australis**, **Spiroplectinata annectens** y **Notoconorbina leanzai**, se considera equivalente temporal de la Formación Arroyo Alfa del subsuelo de Tierra del Fuego, de edad albiana tardía-cenomaniana temprana?, y del tramo inferior a los 870m del pozo Polux x-1.

No se reconocieron especies características de la Zona de **Pseudospiroplectinata ona** del primer tramo de la Formación Cabeza de León y del tramo 860-770m del pozo Polux x-1. Por lo tanto, entre los 1010m y 1000m se postula la existencia de una discordancia de carácter local, con un hiato más extenso que el registrado en las perforaciones fueguinas y en el Polux x-1, ya que por lo menos abarcaría parte del intervalo Cenomaniano-

Turoniano.

En el tramo 1000-990m, se destacan entre otras **Notoplanulina rakauroana**, **Gavelinella eriksdalensis**, **G. murchisonensis** y **Alabamina australis australis**. La asociación corresponde a la Zona de **Notoplanulina rakauroana**, de edad coniaciana-campaniana temprana, del segundo tramo de la Formación Cabeza de León y de la muestra 750m del Polux x-1.

El tramo 980-910m con **Notoplanulina australis** y **Ramulina** sp. A, se considera equivalente a la Zona de **Gaudryina healyi**, de edad campaniana-maestrichtiana temprana, del tercer tramo de la Formación Cabeza de León del subsuelo fueguino y del tramo 740-690m del Polux x-1. El brusco aumento en la proporción de glauconita en la muestra 910m, podría estar relacionado con una discordancia local.

Continúa el tramo 900-860m, con escasos foraminíferos aglutinados entre los que predominan las formas enroscadas sobre las biserials y tubulares. Las formas más frecuentes son **Rzehakina epigona minima** y **Quasispiroplectammina** sp. cf. **Spiroplectammina brunswickensis**. La posición estratigráfica y los caracteres de la facies microfaunística del tramo, indican su equivalencia con la Zona de foraminíferos aglutinados del Maestrichtiano de la Formación Cabeza de León del subsuelo fueguino y con el tramo 680-630m del Polux x-1.

Continúa el tramo 850-840m. Respecto de la microfauna de foraminíferos, excepto por el predominio de las formas biserials sobre las enroscadas no presenta grandes diferencias con el infrayacente. La equivalencia con la Zona de foraminíferos aglutinados de la Formación Cabeza de León es dudosa, esto se debe a que si bien continúa la facies de aglutinados, la presencia de abundantes radiolarios y un ligero aumento en la proporción de glauconita plantean una posible correlación con el tramo paleoceno superior registrado en el Polux x-1 entre los 620-610m, en la que las distintas facies (aglutinadas y calcáreas) podrían deberse a distintas condiciones ambientales.

Por último a partir de la muestra 830m se registró una fauna diversa asignada al Eoceno.

### 7c. Asociaciones y paleoecología

1) Con referencia al Daniano de la Formación Campo Bola registrado en la perforación SC-1, con excepción de **Clavulina** sp. cf. **C. trilatera aspera**, se trata de una agrupación de foraminíferos calcáreos dominada por **Nonionella** sp. y nodosariáceos, indicadora de ambiente de plataforma interna y probablemente media.

La mayoría son especies cosmopolitas de la fauna tipo Midway que fueron registradas en el Daniano de Patagonia Septentrional, cuenca del Golfo San Jorge y del Colorado.



Desde el punto de vista biogeográfico es notoria la presencia de los géneros **Osangularia**, "**Stensioeina**" y **Quadrिमorphina**, no registrados en el resto de las cuencas danianas argentinas, pero se considera debida a diferencias composicionales o genéticas, entre la cuenca Austral, silicoclástica, y el resto de las cuencas danianas argentinas, clástico-carbonáticas.

2) Con referencia a las asociaciones y condiciones paleoecológicas de la Formación Cerro Dorotea se interpreta que:

a) La sección superior con la asociación de **Buliminella isabelleana** forma **procera** - **Nonionella ovata** - **Anomalinoides perthensis**, es un depósito de un ambiente somero, marino marginal, estresado, reductor y con bajo contenido de oxígeno. Dicha interpretación se basa en: que la mayoría de los géneros presentes en la asociación del Paleoceno superior han sido registrados en otros paleoambientes de escasa profundidad, en la escasa diversidad, el frecuente relleno de las conchillas con piritita framboidal, el predominio de **Buliminella** y la presencia de estructuras primarias de pequeña escala como la laminación que se observa en afloramientos.

b) La sección inferior con la asociación de **Alabamina** sp. 1885 y especies danianas, representa un depósito de carácter somero, en un ambiente transicional. Dicha interpretación se basa en que la mayoría de los géneros han sido registrados en paleoambientes poco profundos, en la escasa distribución horizontal de la asociación, y en la proximidad de litofacies de de ambiente continental.

3) La asociación prácticamente monoespecífica de la Formación Calafate, confirma la interpretación de depósitos inter a subtidales bajo un régimen estuárico elaborada por Arbe y Hetchem (1984b) a partir de los caracteres litofaciales.

4) Las escasas formas y la pobre diversidad en la Formación Río Claro están de acuerdo con la interpretación de depósitos litorales a sublitorales con algunos episodios de tormenta dada por Buatois (1987, m.s.).

5) Respecto del intervalo del pozo Polux x-1 equivalente a la Formación Cabeza de León, se interpreta que la relación planctónicos/bentónicos en la muestra 750m indica la mayor profundidad del tramo correspondiente a un ambiente de plataforma que pudo haber alcanzado la plataforma media, en tanto que el resto del tramo, representa un ambiente de plataforma interna. Probablemente, la ausencia de foraminíferos calcáreos en el tramo maestrichtiano (630-680m), se deba a problemas tafonómicos, en tanto que el nanoplacton calcáreo puede haber permanecido por la inclusión en bolitas fecales.

6) Respecto de la asociación de foraminíferos aglutinados del intervalo 900-840m del pozo Cruz x-1, se considera que constituye un conjunto con predominio de infaunales.

## 8. BIBLIOGRAFIA

- Ameghino, F., 1906- Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie. Anal. Mus. Nac. Bs. As., ser. 3, 15(8): 1-568.
- Arbe, H. A. y Hechem, J. J., 1984a- Estratigrafía y facies de sedimentos marinos profundos del Cretácico superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. IX Congr. Geol. Arg., Actas 5: 7-41.
- Arbe, H. A. y Hechem, J. J., 1984b- Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. IX Congr. Geol. Arg., Actas 7: 124-158.
- Archangelsky, S., 1968- Sobre el microplancton del Terciario inferior de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz. Ameghiniana, 5(10): 406-416.
- Archangelsky, S., 1969- Estudio del paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Eoceno), provincia de Santa Cruz. Ameghiniana, 6(3): 181-218.
- Archangelsky, S., 1972- Esporas de la Formación Río Turbio (Eoceno), provincia de Santa Cruz. Rev. Mus. La Plata (n. s.), Paleont., 39(6): 65-100.
- Aubert, J. y Berggren, W. A., 1976- Paleocene benthic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tunisia. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 10(2): 379-469.
- Bandy, O. L. y Arnal, R. E., 1960- Concepts of foraminiferal paleoecology. Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa, Bull. 44(12): 1921-1932.
- Barker, F. F.; Dalziel, I. W. D.; Elliott, D. H.; Von der Borch, C. C.; Thompson, R. W.; Plafker, G.; Tjalsma, R. C.; Wise, S. W.; Dinkelman, M. G.; Gombos, A. M.; Lonardi, A.; Tarney, J.; Harris, W. y Sliter, W. V., 1977- Evolution of the Southwestern Atlantic Ocean Basin: Results of Leg 36, Deep Sea Drilling Project. En: Barker, P. F., Dalziel, I. W. D., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36: 993-1014. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Barrera, E.; Huber, B. T.; Savin, S. M. y Webb, P. N., 1987- Antarctic marine temperatures: late Campanian through early Paleocene. Paleoceanography, 2: 21-47.
- Barrera, E. y Huber, B. T., 1990- Evolution of Antarctic waters during the Maestrichtian: foraminifer oxygen and carbon isotope ratios, Leg 113. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 113: 813-827.

- Bartenstein, H., 1965- Taxionomische Revision und Nomenklator zu Franz E. Etch "Standard-Gliederung der Nordwest-deutschen Unterkreide nach Foraminiferen" 1938. Senck. Leth., 46(4/6): 327-366.
- Bartenstein, H.; Bettensstaedt, F. y Bolli, H., 1957- Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad B. W. I. Erster Teil: Cuche- und Toco Formation. Ecl. geol. Helv., 50(1): 5-67.
- Bé, A. W. H., 1977- An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent planktonic foraminifera. En: Ramsay, A. T. S. Ocean Micropaleontology. Academic Press, London: 1-100.
- Bé, A. W. H., 1980- Gametogenic calcification in a spinose planktonic foraminifer Globigerinelloides sacullifer (Brady). Mar. Micropaleontol., 5: 283-310.
- Beckmann, J. P., 1960- Distribution of benthonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary of Trinidad (West Indies). Repts. Internat. Geol. Congr., 21st sess. Norden Copenhagen, Parte 5: 57-69.
- Belford, D. J., 1960- Upper Cretaceous foraminifera from the Toolonga Calcilutite and Gingin Chalk, western Australia. Bur. Min. Res., Geol. Geophys., Bull. 57: 1-118.
- Belford, D. J., 1983- Note on costellate planktonic foraminifera, and their generic designation of Late Cretaceous forms from Western Australia. Paleontological papers 1983. Bur. Min. Res., Australia, Bull. 217: 1-9.
- Berggren, W. A., 1962- Some planktonic foraminifera from the Maestrichtian and type Danian stages of southern Scandinavia. Stockholm Contrib. in Geol., 9(1): 1-106.
- Berggren, W. A., 1969- Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera. Micropaleontology, 15: 351-365.
- Berggren, W. A., 1972- A Cenozoic time-scale, some implications for regional geology and paleobiogeography. Lethaia, 5(2): 195-215.
- Berggren, W. A., 1974- Late Paleocene-Early Eocene benthonic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Rockall Bank. Micropaleontology, 20(4): 426-448.
- Berggren, W. A. y Aubert, J., 1975- Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic Tethyan regions: Midway-type fauna. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Paleoecol., 18(2): 73-192.
- Berggren, W. A. y Hollister, C. D., 1977- Plate tectonics and paleocirculation-conmotion in the ocean. Tectonophysics, 38(1-2): 11-48.

- Berggren, W. A. y Miller, K. G., 1988- Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, 34: 362-380.
- Bernhard, J. M., 1986- Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. *Jour. Foram. Res.*, 16(3): 207-215.
- Berry, E. W., 1938- Tertiary flora from the Rio Pichileufú, Argentina. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap. Nº 12*: 1-149.
- Bertels, A., 1964- Micropaleontología del Paleoceno de General Roca (Provincia de Río Negro). *Rev. Mus. La Plata (n.s.) Paleont.*, 4(23): 125-185.
- Bertels, A., 1969- Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 24(1): 41-54.
- Bertels, A., 1970- Los foraminíferos planctónicos de la cuenca Cretácico-Terciaria en Patagonia Septentrional (Argentina) con consideraciones sobre la estratigrafía de Fortín General Roca (Provincia de Río Negro). *Ameghiniana*, 7(1): 1-56.
- Bertels, A., 1972- Buliminacea y Cassidulinacea (Foraminiferida) guías del Cretácico superior (Maastrichtiano medio) y Terciario inferior (Daniano inferior) de la República Argentina. *Rev. Española Micropal.*, 4(3): 327-353.
- Bertels, A., 1975a- Bioestratigrafía del Paleoceno marino en la Provincia de Chubut, Argentina. I Congr. Argent. Paleontol. y Bioestratigr., *Actas 2*: 271-316.
- Bertels, A., 1975b- Bioestratigrafía del Paleoceno en la República Argentina. *Rev. Española Micropal.*, 7(3): 429-450.
- Bertels, A., 1977- Paleogene Foraminifera-South Atlantic. *Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands*. (ed.: Swain, F. M.): 411-439.
- Bertels, A., 1979- Paleobiogeografía de los foraminíferos del Cretácico superior y Cenozoico de América del Sur. *Ameghiniana*, 16(3-4): 273-356.
- Bertels, A., 1980- Estratigrafía y foraminíferos (Protozoa) bentónicos del límite Cretácico Terciario en el área tipo de la Formación Jagüel, Provincia de Neuquen, República Argentina. II Congr. Argent. Paleontol. y Bioestratigr. y I Congr. Latinoamer. Paleontol., 2: 47-91.
- Bianchi, J., 1967- Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral durante las campañas 1964-6 y 1965-66. Y.P.F. Bs. As., Informe inédito.
- Biddle, K. T.; Uliana, M. A.; Mitchun Jr., R. M.; Fitzgerald, M. G. y Wright, R. C., 1986- The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 8: 41-61.

- Blasco de Nullo, G.; Nullo, F. y Proserpio, C., 1981- Santoniano-Campaniano: Estratigrafía y contenido ammonitífero. Cuenca Austral. Asoc. Geol. Arg., Rev., 35(4): 467-493.
- Blow, W., 1979- The Cainozoic Globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some globigerinida (mainly Globigerinidacea). Tomos I y II, y atlas. E. J. Brill. Leiden.
- Boersma, A. y Premoli Silva, I., 1983- Paleocene planktonic foraminiferal biogeography and the paleoceanography of the Atlantic Ocean. Micropaleontology, 29(4): 355-381.
- Boersma, A. y Shackleton, N. J., 1977- Tertiary oxygen and carbon isotope stratigraphy, Site 357 (mid-latitude South Atlantic). En: Perch-Nielsen, K., Supko, P., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 39: 911-924. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Boersma, A. y Shackleton, N. J., 1981- Oxygen and carbon isotope variations and planktonic foraminiferal depth habitats: Late Cretaceous to Paleocene, central Pacific, DSDP Stes 463 and 465, Leg 65. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 65: 513-526. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Boersma, A.; Shackleton, N. J.; Hall, M. y Given, Q., 1979- Carbon and oxygen isotope variations at DSDP Site 384 (North Atlantic) and some paleotemperatures and carbon isotope variations in the Atlantic Ocean. En: Tucholke, B., Vogt, P., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 43: 695-717. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Boltovskoy, E. y Watanabe, S., 1982- Foraminíferos bentónicos batiales del Cenozoico del Atlántico Sudoriental. Physis, Bs. As., Secc. A, 41(100): 29-41.
- Borrello, A. V., 1956- Combustibles Sólidos Minerales. Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Cienc. Geol., Bs. As., 5: 26-665.
- Borrello, A. V., 1969- Los Geosinclinales de la Argentina. Anal. Dir. Nac. Geol. Min., Bs. As., 14:1-188.
- Borrello, A. V., 1972- Cordillera Fueguina. En A. F. Leanza (ed. y dir.) Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Cienc., Córdoba: 741-753.
- Borrello, A. V., 1976- En Lexico Estratigráfico de la República Argentina. Primera parte A-Ch. Serv. Geol. Nac., Publ. Esp.: 35-36.
- Bramlette, M. N., 1965- Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. Science, 148: 1696-1699.

- Brandmayr, J., 1945- Contribución al conocimiento geológico del extremo sud sudoeste del Territorio de Santa Cruz (Región Cerro Cazador-alto Río Turbio). Bol. Inf. Petr., Bs. As., 256: 415-437.
- Brass, G. W.; Southam, J. R. y Paterson, W. H., 1982- Warm saline botton water in the ancient ocean. Nature, 296:620-623.
- Brotzen, F., 1936- Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n° 396, Ars. 30(3): 5-206.
- Brotzen, F., 1940- Flintrännans och Trindelrännans geologi (öresund). Sveriges Geol. Unders., ser. C, n° 435, Ars. 34(5): 1-33.
- Brotzen, F., 1948- The swedish Paleocene and its foraminiferal fauna. Sveriges Geol. Unders., ser. C, n° 493, Ars. 42(2): 1-140.
- Brün, L.; Chierici, M.; Meijer, M. y Monteil, L., 1984- Répartition stratigraphique et paléoécologique des principales espèces de Bolivinitidae (Foraminifères) du Tertiaire du Golfe de Guinée. Benthos'83, 2nd. Int. Symp. Benthic Foraminifera, (Pau, April 1983): 91-104. Pau and Bordeaux.
- Buatois, L. A., 1987- Estratigrafía de la region nororiental del Lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego. Trab. Final Lic., U.B.A., Inédito.
- Buzas, M. A. y Culver, S. J., 1980- Foraminifera: distribution of provinces in the western North Atlantic. Science, 209: 687-689.
- Buzas, M. A. y Gibson, T. G., 1969- Species divertsity: benthonic foraminifera in western Atlantic. Science, 163: 72-75.
- Camacho, H. H., 1954- Some Upper Cretaceous Foraminifera from Argentina. Contrib. Cushman Found. Foram. Res., 5, Parte 1: 31-35.
- Camacho, H. H., 1967- Las transgresiones de Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., 22(4): 253-260.
- Camacho, H. H., 1974- Bioestratigrafía de las Formaciones Marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. Anal. Acad. Cienc. Ex. Fis. y Nat. Bs. As., 26: 39-57.
- Caminos, R., 1980- Cordillera Fueguina. En Seg. Simposio Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 2: 1463-1504.
- Caminos, R.; Haller, M.; Llapido, O.; Lizuaín, A.; Page, R. y Ramos, V., 1981- Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos, Territorio Nacional de Tierra Del Fuego. VIII

Congr. Geol. Arg., Actas 3: 759-786.

Cañón, A. M., 1968- Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, Provincia de Magallanes. Anal. Terceras Jornadas Geol. Argent., 1: 91-110.

Caron, M. y Homewood, P., 1983- Evolution of early planktic foraminifera. Mar. Micropaleontol., 7: 453-462.

Carrizo, R.; Malumián, N.; Náñez, C.; Caramés, A. y Concheyro, A., 1990- Micropaleontología y correlación del Terciario del área carbonífera de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz, Argentina. II° Simp. sobre el Terciario de Chile: 29-50. Concepción.

Cecioni, G., 1960- Orogénesis Subhercínica en el Estrecho de Magallanes. Univ. Chile Fac. Cienc. Fis. Mat., Anal., Santiago de Chile, 17: 280-289.

Ciesielski, P. F. y Wise, S. W., 1977- Geologic history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau (southwest Atlantic sector of the Southern Ocean) based on piston and drill cores. Mar. Geol., 25: 175-207.

Ciesielski, P. F.; Sliter, W. V.; Wind, F. H. y Wise, S. W., 1977- Paleoenvironmental analysis and correlation of the Cretaceous Islas Orcadas core from the Falkland Plateau, Southwest Atlantic. Mar. Micropaleontol., 2: 27-34.

Clark, M. W. y Wright, R. C., 1984- Paleogene abyssal foraminifers from the Cape and Angola basin, South Atlantic Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 73: 459-480. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.

Cloud, P. E., 1959- Paleoecology- retrospect and prospect. Jour. Pal., 33: 926-962.

Codignotto, J. O. y Malumián, N., 1981- Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Asoc. Geol. Arg., Rev., 36(1): 44-48.

Concheyro, A., 1991- II informe de Beca Doctoral. CONICET. Inédito.

Corliss, B. H. y Honjo, S., 1981- Dissolution of deep-sea benthonic foraminifera. Micropaleontology, 27: 356-378.

Criado Roque, P.; De Ferrariis, G.; Mingramm, A.; Roller, E.; Simonato, I. B. y Suero, T., 1960- Cuencas Sedimentarias de la Argentina. Bol. Inf. Petr., Bs. As., 320: 816-834.

Culver, S. J. y Buzas, M. A., 1983- Benthic foraminifera at the shelfbreak: North American Atlantic and Gulf Margins. Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. n° 33: 359-371.



- Cushman, J., 1946- Upper cretaceous foraminifera from the Gulf Coastal region of the United States and adjacent areas. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 206: 1-241.
- Cushman, J., 1951- Paleocene foraminifera of the Gulf Coastal region of the United States and adjacent areas. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 232: 1-75.
- Cushman, J. y Ozawa, Y., 1930- A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae. U.S. Nat. Mus., Proc., 77, art. 6: 1-185.
- Cushman, J. A. y Renz, H. H., 1942- Eocene, Midway, foraminifera from Soldado Rock, Trinidad. Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., 18(1): 1-14.
- Cuvillier, J.; Dalbiez, F.; Glintzboeckel, C.; Lys, M; Magné, J.; Perebaskine, V. y Rey, M., 1955- Études micropaléontologiques de la limite Crétacé-Tertiaire dans les mers mésogéennes. Proc. World Pet. Congr., 4th, Rome, Sect. 1/D, Pap. 6: 517-544.
- Charnock, M. A. y Jones, R. W., 1990- Agglutinated foraminifera from the Paleogene of the North Sea. Paleocology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera, Netherland: 139-244.
- Charrier, R. y Lahsen, A. A., 1968- Contribution a l' étude de la limite Crétacé-Tertiaire de la Province de Magellan, extrême-sud du Chili. Revue de Micropaléontologie, 2(2): 11-120.
- Charrier, R. y Lahsen, A. A., 1969- Stratigraphy of the Late Cretaceous-Early Eocene Seno Skyring-Strait of Magellan Area, Magallanes Province, Chili. Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa, Bull. 53(3): 568-590.
- Dailey, D. H., 1983- Late cretaceous and paleocene benthic foraminifers from Deep Sea Drilling Project Site 516, Rio Grande Rise, Western South Atlantic Ocean. En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 72: 757-782. Washington. D.C.: U.S. Government Printing Office.
- D'Hondt, S. y Keller, G., 1987- Patterns of evolution in some earliest Paleocen lineages of planktic foraminifera. Geol. Soc. Am. Annu. Meet., Abstr. with Programs, 19(7), p. 639.
- Di Benedetto, H. J., 1972- Informe Geológico entre Meseta de las Vizcachas y Estancia La Primavera, Provincia de Santa Cruz, Cuenca Austral. Y.P.F. Bs. As., Informe inédito.
- Di Benedetto, H. J., 1973- Informe Geológico Zona sur Lago Argentino. Y.P.F. Bs. As., Informe inédito.
- Di Paola, E. y Spiegelman, A., 1984- Facies glauconíticas de formaciones terciarias y cretácicas de la cuenca Malvinas, República Argentina. IX Congr. Geol. Arg., Actas 5: 285-298.

- Doello Jurado, M., 1922- Note preliminaire sur les résultats geologiques de l'expedition de l'Université de Buenos Ayres a la Terre du Feu (1921). Comptes, Rendús, XIII e session Congr. Geol. Internat., Belgique: 1519-1520.
- Douglas, R. G., 1979- Benthic foraminiferal ecology and paleoecology: a review of concepts and methods. Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, shortcourse n° 6: 21-53.
- Douglas, R. G. y Heitman, H. L., 1979- Slope and basin benthic foraminifera of the California borderland. Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. n° 27: 231-246.
- Douglas, R. G. y Rankin, C., 1969- Cretaceous planktonic Foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance. *Lethaia*, 2(3): 185-217.
- Douglas, R. G. y Savin, S. M., 1975- Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 3: 175-196.
- Douglas, R. G. y Savin, S. M., 1975- Oxygen and carbon isotope analysis of tertiary and cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. En: Larson, R. L., Moberly, R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 32: 509-520. Washington. D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Douglas, R. y Sliter, W. V., 1966- Regional distribution of some Cretaceous Rotaliporidae and Globotruncanidae (Foraminifera) within North America. *Tulane Stud. Geol.*, 4(3): 89-131.
- Eicher, D. L. y Worstell, P., 1970- Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. *Micropaleontology*, 16(3): 269-324.
- El Khayal, A. A., 1969- Planktonic and larger foaraminiferal biostratigraphy of the Uppermost Cretaceous and Lower Tertiary formations of Eastern and Northwestern Saudi Arabia. Dissertation, Rutgers University, New Brunswick, N.J., inédito, 152p.
- ENADIMSA, 1987-1988- Proyecto de Exploración de los Yacimientos de carbón de la Cuenca Austral Argentina. Y.C.F. Bs. As., Informe inédito.
- Epstein, S.; Buchsbaum, R.; Lowenstam, R. y Urey, H. C., 1953- Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 62(11): 417-426.
- Fagerstrom, J. A., 1964- Fossil communities in paleoecology: their recognition and significance. *Geol. Soc. Am., Bull.* 75: 1197-

- Feruglio, E., 1936-1937- Paleontogrpchia Patagonica. Mem. Inst. Geol. Padova, XI-XII: 1-384.
- Feruglio, E., 1938- El Cretácico superior del lago San Martin (Patagonia) y de las regiones adyacentes. Physis, Bs. As., 12: 293-342.
- Feruglio, E., 1944- Estudios Geológicos y Glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia). Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 37(1): 3-255.
- Feruglio, E., 1949-1950- Descripción Geológica de la Patagonia. Y.P.F. Bs. As., 1,2 y 3
- Finlay, H. J., 1939- New Zealand Foraminifera: Key Species in Stratigraphy n° 3. Trans. roy. Soc. N.Z., 69(3): 309-329.
- Fisher, R. A., Corbet, A. S. y Williams, C. B., 1943- The relationship between the number of species and the number of individuals in a random sample of animal population. Jour. of Animal Ecology, 12: 42-58.
- Flores, M. A.; Malumián, N; Masiuk, V. y Riggi, J. C., 1973- Estratigrafía Cretácica del Subsuelo de Tierra del Fuego. Asoc. Geol. Arg., Rev., 28(4): 407-437.
- Fossa Mancini, E.; Feruglio, E. y Yussen De Campana, J., 1938- Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la Nomenclatura Estratigráfica. Bol. Inf. Petr., Bs. As., 171: 31-95.
- Freile, C., 1972- Estudio Palinológico de la Formación Cerro Dorotea (Maastrichtiano-Paleoceno) de la Provincia de Santa Cruz. Rev. Mus. La Plata, Paleont., 6(38): 39-63.
- Frenguelli, J., 1941- Nuevos elementos florísticos del Magallaniano de Patagonia Austral. Notas Mus. La Plata, Paleont., 6(38): 39-63.
- Frizzell, D. L., 1954- Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas. Bur. Economic. Geol., Rep. Inv., (22): 7-232.
- Furque, G., 1973- Descripción Geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino. Serv. Nac. Min. Geol., Bs. As., Bol. 140: 1-49.
- Furque, G. y Caballé, M. F., 1987- Estudio Geológico y Geomorfológico de la Cuenca Superior del Río Turbio, Provincia de Santa Cruz. Consejo Federal de Inversiones. Univ. Nac. La Plata, Anexo N° 4 al convenio de cooperación.
- Furque, G. y Camacho, H. H., 1949- El Cretácico superior de la Costa Atlántica de Tierra del Fuego. Asoc. Geol. Arg., Rev., 4(4): 263-297.
- Gartner, S. y Keany, J., 1978- The terminal Cretaceous event: a

- geologic problem with an oceanographic solution. *Geology*, 6: 708-712.
- Gawor-Biedowa, E., 1972- The Albian, Cenomanian and Turonian foraminifers of Poland and their stratigraphic importance. *Acta Paleontol. Pol.*, 17(1): 3-155.
- Gibson, T. G., 1988- Assemblage characteristics of modern benthic foraminifera and application to environmental interpretation of Cenozoic deposits of Eastern North America. *Revue de Paléobiologie*, vol. spéc. 2: 777-787.
- González, P. E. y Natland, M. L., 1965- A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. ENAP, Chile, Informe inédito.
- Graham, J. J. y Church, C. C., 1963- Campanian Foraminifera from Stanford University Campus California. *Stanford Univ. Pub. Geol. Sci.*, 8(1): 1-107.
- Groebe, F. y Fütterer, D., 1981- Zur Fragmentierung benthischer Foraminiferen in der Kieler Bucht (Westliche Ostsee). *Meyniana*, 33: 85-96.
- Hallam, A., 1974- Mass extinction in the fossil record. *Nature*, 251: 568-569.
- Hansen, J. B., 1970- Danian foraminifera from Nûgssuaq West Greenland. *Meddel. Gronland*, 193(2): 85-108.
- Hanzlíková, E., 1972- Carpathian Upper Cretaceous Foraminifera of Moravia (Turonian- Maastrichtian). *Ustředního Ustavu Geologického, Rozpravy*, 39: 1-160. Praha.
- Haq, B. U., 1981- Paleogene paleoceanography- Early Cenozoic oceans revisited. *Oceanologica Acta*, 4 (en prensa).
- Haq, B. U. y Lohmann, G. P., 1976- Early Cenozoic calcareous Nannoplakton biogeography of the Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, 1: 119-194.
- Haq, B. U.; Premoli Silva, I. y Lohmann, G. P., 1977- Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for the major climatic fluctuations in the Early Cenozoic Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 92: 386-398.
- Hardenbol, J. y Berggren, W. A., 1978- A new Paleogene numerical time scale. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies Geol.*, 6: 213-234.
- Hatcher, J. B., 1900- Sedimentary Rocks of Southern Patagonia. *Am. Jour. Sci.*, New Haven, Ser. 4, 9(50): 85-108.
- Haynes, J., 1954- Taxonomic position of some British Paleocene Buliminidae. *Contrib. Cushman Found. Foramin. Res.*, 5: 185-191.

- Haynes, J., 1958a- Certain smaller british paleocene foraminifera. Part III. Polymorphinidae. Contrib. Cushman Found. Foram. Res., 9, Parte 1: 4-16.
- Haynes, J., 1958b- Certain british paleocene foraminifera. Part V- Distribution. Contrib. Cushman Found. Foram. Res., 9, Parte 4: 84-92.
- Herm, D., 1966- Micropaleontological aspects of the Magallanes Geosyncline, southernmost Chile, South America. Second W. African Micropal. Coll. Proc. (Idaban 1965), Leiden, E. S. Brill: 72-86.
- Hillebrandt, A. V., 1962- Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., NF 108: 1-182.
- Hoffstetter, R.; Fuenzalida, H. y Cecioni, G., 1957- Chile-Chili. Lexique Stratigraphique International, Paris 5(7): 1-444.
- Hofker, J., 1953- Types of genera described in Part III of the "Siboga Foraminifera". Micropaleontologist, 7(1): 26-28.
- Hofker, J., 1955- Gavelinella danica (Brotzen). Naturh. Maandbl. 44: 49-53.
- Hofker, J., 1956- Die Globotruncanen von Nordwest-Deutschland und Holland. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen 103: 312-340.
- Hornibrook, N. de B., 1968- A Handbook of New Zealand microfossils (Foraminifera and Ostracoda). N.Z. Geol. Survey Handbook, Information Series 62: 1-136.
- Howarth, R. J. y Murray, J. W., 1969- The Foraminiferida of Christchurch Harbour, England: a reappraisal using multivariate techniques. Jour. Pal., 43: 660-675.
- Huber, B. T., 1984- Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy, paleoecology, and paleobiogeography of the James Ross Island region, Antarctic Peninsula. M. Sc. thesis, The Ohio State University, Inédito.
- Huber, B. T., 1988- Upper Campanian-Paleocene foraminifera from the James Ross Island region, Antarctic Peninsula. Geol. Soc. Am., Memoir 169: 163-252.
- Huber, B. T., 1990- Maestrichtian planktonic foraminifer biostratigraphy of the Maud Rise (Weddell Sea, Antarctica): ODP Leg 113 Holes 689B and 690C. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113: 489-513.
- Huber, B. T., 1991a- Planktonic foraminifers biostratigraphy of Campanian-Maestrichtian sediments from Sites 698 and 700, southern South Atlantic. En: Ciecielski, P. F.,

Kristoffersen, Y., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 114: 281-297.

Huber, B. T., 1991b- Maestrichtian planktonic foraminifer biostratigraphy and the Cretaceous-Tertiary boundary at ODP Hole 738C (Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean). En: Barron, J. A., Larsen, B. L., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 119: 451-465.

Huber, B. T., 1991c- Paleogene and early Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 738 and 744, Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean). En: Barron, J., Larsen, B., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 119: 427-449.

Huber, B. T., 1992- Paleobiogeography of Campanian-Maastrichtian foraminifera in the southern high latitudes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Paleoecol.*, 92(1992): 325-360.

Huber, B. T., en prensa- Ontogenetic morphometrics of some Late Cretaceous trochospiral planktonic foraminifera from the Austral Realm.

Hünicken, M., 1955- Depósitos Neocretácicos y Terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca Carbonífera de Río Turbio). *Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia*, Bs. As., 4(1): 1-164.

Hünicken, M., 1965- Algunos cefalópodos supracretáceos del Río Turbio (Santa Cruz). *Rev. Fac. Cs. Exact. Nat.*, 26(1-2): 49-99. Córdoba.

Jiang, M. J. y Gartner, S., 1986- Calcareous nannofossils succession across the Cretaceous/Tertiary boundary in east-central Texas. *Micropaleontology*, 32(3): 232-255.

Jenkins, D. G. y Murray, J. W., 1981- Stratigraphical atlas of fossil foraminifera. British Micropaleontological Society. Ellis Horwood Ltd.

Jones, D. S.; Mueller, P. A.; Bryan, J. R.; Dobson, J. P.; Channell, J. E. T.; Zachos, J. C. y Arthur, M. A., 1987- Biotic, geochemical and paleomagnetic changes across the Cretaceous/Tertiary boundary at Braggs, Alabama. *Geology*, 15: 311-315.

Jones, R. W. y Charnock, M. A., 1985- "Morphogroups" of agglutinating foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. *Revue de Paléobiologie*, 4(2): 311-320.

Kaaschieter, J. P. H., 1963- Geology of the Colorado Basin. *Tulsa Geol. Soc. Digest*, 31: 177-187.

Kaaschieter, J. P. H., 1965- Geología de la Cuenca del Colorado.

- Kaever, M. V., 1961- Morphologie, taxionomie und biostratigraphie von Globorotalites und Conorotalites (Kreide-Foram.). Geol. Jb., 78: 387-438. Hannover.
- Katz, H. R., 1963- Revision of Cretaceous Stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, Bull. 47(3): 506-524.
- Keidel, J. y Hemmer, A., 1931- Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929. Bol. Minero, Soc. Nac. Minería, Santiago de Chile, 43(388): 706-717.
- Keller, G., 1988a- Biotic turnover in benthic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 66: 153-171.
- Keller, G., 1988b- Extinction, survivorship and evolution of planktic foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia. Mar. Micropaleontol., 13:239-263.
- Keller, G., 1989- Extended Cretaceous/Tertiary boundary extinctions and delayed population change in planktonic foraminifera from Brazos River, Texas. Paleoceanography, 4(3): 287-332.
- Keller, G. y Lindinger, M., (en preparación)- Stable isotope, TOC and CaCO<sub>3</sub> record across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia.
- Kellough, G. R., 1959- Biostratigraphic and paleoecologic study of Midway Foraminifera along Tehuacana Creek, Limestone County, Texas. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 9: 146-160.
- Kellough, G. R., 1965- Paleoecology of the Foraminiferida of the Wills Point Formation (Midway Group) in northeast Texas. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 15: 73-153.
- Kennett, J. P., 1978- The development of planktonic biogeography in the Southern Ocean during the Cenozoic. Mar. Micropaleontol., 3: 301-345.
- Kennett, J. P., 1982- Marine Geology. Prentice-Hall., Inc, Englewood Cliffs, N. J., 7632 pags.
- Kennett, J. P. y Barker, P. F., 1990- Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: an ocean-drilling perspective. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113: 937-960.

- Kennett, J. P. y Stott, L. D., 1990- Proteus and Proto-Oceanus: Ancestral Paleogene Oceans as revealed from Antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113: 865-880.
- Kielbowicz, A., 1980- Estudio de la microfauna de sedimentitas del Cretácico superior, en la zona de Lago Pelegrini, Provincia de Río Negro. Trab. Final Lic., U.B.A., Inédito.
- Kielbowicz, A., 1983- Informe micropaleontológico sobre perfiles de la cuenca Austral, entre lagos Cardiel y Argentino, Provincia de Santa Cruz. Y.P.F. Bs. As., Informe inédito.
- Kitazato, H., 1981- Observation of behavior and mode of life of benthic foraminifers in laboratory. Grosci. Re. Shizuoka Univ., (6): 61-71. (en japonés con resumen en inglés).
- Kitazato, H., 1988- Ecology of benthic foraminifera in the tidal zone of a rocky shore. Revue de Paléobiologie, Vol. Spéc. N°2, Benthos'86, ISSN 0253-6730, Genève, Mars 1988: 815-825.
- Kranck, E. H., 1932- Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica, Helsinki, 4(2): 1-21.
- Krasheninnikov, V. A. y Basov, I. A., 1983- Stratigraphy of cretaceous sediments of the Falkland Plateau based on planktonic foraminifers, Deep Sea Drilling Project, Leg 71. En: Ludwig, W. J., Krasheninnikov, V. A., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 71: 789-820. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Leanza, A. F., 1963- Patagoniceras gen. nov. (Binneyitidae) y otros ammonites del Cretácico superior de Chile Meridional con notas acerca de su posición estratigráfica. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 43: 203-225.
- Leanza, A. F., 1967a- Descripción de la Fauna de Placenticeras del Cretácico superior de Patagonia Austral con consideraciones acerca de su posición estratigráfica. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 46(1): 5-28.
- Leanza, A. F., 1967b- Descripción de la especie tipo de Mimestostreon Bonarelli 1921 emend. Leanza 1963 (Moll. Pel.) del Cretácico de Santa Cruz (Patagonia Austral). Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 46(1): 61-70.
- Leanza, A. F., 1972- Andes Patagónicos Australes. En A. F. Leanza (ed. y dir.) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 689-706.
- Le Calvez, Y., 1970- Contribution a l'étude des foraminifères Paléogènes du Bassin de Paris. Cahiers de Paléontologie, Paris: Editions du Centre National de la Recherche Scientifique: 1-326.
- LeRoy, L. W., 1953- Biostratigraphy of the Maqfi section, Egypt. Geol. Soc. Am., Memoir 54: 1-73.



- Lizuaín, F. A. y Sepúlveda, E., 1979- Geología del Gran Bajo del Gualicho (Provincia de Río Negro). VII Congr. Geol. Arg., Actas 1: 407-422.
- Loeblich, A. R. y Tappan, H., 1964- Treatise on Invertebrate Paleontology. Parte C. Protista. Sarcodina chiefly. "Thecamoebians" and Foraminiferida (Ed. R. C. Moore), 1 y 2. Univ. Kansas Press y Geol. Soc. Am.
- Loeblich, A. R. y Tappan, H., 1988- Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold, 2 vol. New York.
- Lombard, E. M., 1966- Yacimientos de Hidrocarburos en la Patagonia. Anal. Univ. Patag. "San Juan Bosco", Comodoro Rivadavia, Cienc. Geol., 1(1): 9-36.
- Mailhe, A. R.,; Malumián, N. y Riccardi, A. C., 1967- Contribución al conocimiento de los foraminíferos del Rocanense de la Cuenca de Añelo (Provincia de Neuquen). Ameghiniana, 5(1): 21-33.
- Malumián, N., 1968- Foraminíferos del Cretácico Superior y Terciario del Subsuelo de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana, 5(6): 191-227.
- Malumián, N., 1970a- Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la Provincia de Buenos Aires (Argentina). Ameghiniana, 7(2): 173-204.
- Malumián, N., 1970b- Foraminíferos danianos de la Formación Pedro Luro, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Ameghiniana, 7(4): 355-367.
- Malumián, N., 1978a- Aspectos paleoecológicos de los foraminíferos del Cretácico de la Cuenca Austral. Ameghiniana, 15(1-2): 149-160.
- Malumián, N., 1978b- Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminiferológicas terciarias de la Argentina. Ameghiniana, 15(1-2): 161-171.
- Malumián, N., 1982- Características bioestratigráficas de las asociaciones foraminiferológicas de la República Argentina. V Congr. Latinoamer. Geol., Actas 1: 779-790.
- Malumián, N., 1988- Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte I: Textulariina y Miliolina. Ameghiniana, 25(4): 341-356.
- Malumián, N., 1990a- Foraminíferos bentónicos del Cretácico de cuenca Austral, Argentina. Ed. Volkheimer, W. Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur: 429-495.
- Malumián, N., 1990b- Foraminíferos de la Formación Man Aike

(Eoceno, sureste Lago Cardiel) provincia de Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 45(3-4): 365-385.

Malumián, N. y Báez, A. M., 1976- Outline of Cretaceous stratigraphy of Argentina. *Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice*, Tomo IV, 1976.

Malumián, N.; Echevarría, A.; Martínez Macchiavello, J. C. y Náñez, C., 1985- Los Microfósiles. IX Congr. Geol. Arg., Relatorio II, (7): 485-526.

Malumián, N. y Masiuk, V., 1972- Boltovskoyella: A new Paleogene Foraminiferal genus from Argentina. *Journ. Foram. Res.*, 2(1): 1-5.

Malumián, N. y Masiuk, V., 1973- Asociaciones foraminiferológicas fósiles de la República Argentina. V Congr. Geol. Arg., Actas 3: 433-453.

Malumián, N. y Masiuk, V., 1976- Foraminíferos de la Formación Cabeza de León. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 31(3): 180-202.

Malumián, N. y Masiuk, V., 1978- Foraminíferos planctónicos del Cretácico de Tierra del Fuego. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 33(1): 36-51.

Malumián, N.; Masiuk, V. y Riggi, J. C., 1971- Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 26(2): 175-208.

Malumián, N. y Náñez, C., 1988- Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 43(2): 257-264.

Malumián, N. y Náñez, C., 1990- Foraminíferos aglutinados del Cretácico superior de Cuenca Austral (Provincia de Santa Cruz) Argentina. Ed. Volkheimer, W. Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur: 497-552.

Malumián, N.; Náñez, C. y Caramés, A. A., 1991- Unilocular foraminifera of reticular surface from Argentina. *Micropaleontology*, 37(4): 393-406.

Malumián, N.; Nullo, F. E. y Ramos, V. A., 1983- The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay y Uruguay. Ed. Moullade, M. y Nairn, A. E. M. En: *Phanerozoic Geology of the world. II B: Mesozoic Geology*.

Malumián, N. y Proserpio, C., 1979- Foraminíferos aglutinados del Cretácico de cuenca Austral. Su significado geológico-ambiental. VII Congr. Geol. Arg., Actas 2: 431-447.

Malumián, N. Y Ramos, V., 1984- Magmatic intervals,

- transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. *Earth Planet. SC. Letters* 67: 228-237.
- Manassero, M. J., 1988- Petrografía y procedencia de las areniscas cretácicas superiores de la Cuenca Austral Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 43(2): 175-187.
- Manassero, M. J., 1990- Composición y procedencia de la Formación Río Turbio en el sector occidental del valle homónimo, Provincia de Santa Cruz. III Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan, 1990.
- Martínez, R., 1965- The presence of Bolivinooides draco dorreeni Finlay from the Magellan Basin, Chile. *Micropaleontology*, 2(3): 360-364.
- Martini, E., 1971- Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. 2nd. Conf. Planktonic Microfossils*, 2: 739-786.
- Margolis, S. V.; Kroopnick, P. M. y Goodney, D. E., 1977- Cenozoic and Late Mesozoic paleoceanographic and paleoglacial history recorded in circum-Antarctic deep-sea sediments. *Mar. Geol.*, 25: 131-147.
- Masiuk, V., 1967- Estratigrafía del Rocanense del Puesto P. Alvarez, curso inferior del Río Chico, Provincia del Chubut. *Rev. Mus. La Plata (n.s.), Paleont.*, 5(34): 197-258.
- Masiuk, V., 1975- Estudio Micropaleontológico Pozo SCS. BaN. x-1 (Barrosa Norte). Y.P.F. Bs. As., Informe inédito.
- Masiuk, V.; Riggi, J. C. y Bianchi, J. L., 1990a- Análisis geológico del Terciario del subsuelo de Tierra del Fuego. Parte I. *Bol. Inf. Petr., Bs. As.*, (21): 70-89.
- Masiuk, V.; Riggi, J. C. y Bianchi, J. L., 1990b- Análisis geológico del Terciario del subsuelo de Tierra del Fuego. Parte II. *Bol. Inf. Petr., Bs. As.*, (22): 8-26.
- McCoy, F. W. y Zimmerman, H. B., 1977- A history of sediment lithofacies in the South Atlantic Ocean. En: Supko, P. R., Perch-Nielsen, K., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 39: 1047-1079. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- McGowran, B., 1965- Two Paleocene foraminiferal faunas from the Wangerrip Group, Pebble Point Coastal Section, Western Victoria. *Proc. Roy. Soc. Victoria*. 79, Parte 1: 9-74.
- McGowran, B., 1966- Australian paleocene Lamarckina and Ceratobulimina, with a discussion of Ceratorobertina, Pseudobulimina, and the Family Robertinidae. *Contrib. Cushman Found. Foram. Res.*, 17, Parte 3: 77-103.

- Méndez, I. A., 1966- Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamanquense de Punta Peligro (45° 30' S; 67° 11' W) Provincia del Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev., 21(2): 127-157.
- Miller, K. G., 1982- Cenozoic benthic foraminifera case histories of paleoceanographic and sea-level changes. Woods Hole Oceanographic Institution. Convenors: Sen Gupta, B. and Buzas, M. Course notes submitted to "Short Course on Foraminifera". Held at Geol. Soc. Am. Annu. Meet., New Orleans, Oct. 1982.
- Miller, K. G.; Gradstein, F. M. y Berggren, W. A., 1982- Late Cretaceous to Early Tertiary agglutinated benthic foraminifera in the Labrador Sea. Micropaleontology, 28: 1-30.
- Miller, K.; Janecek, T.; Katz, M. and Keil, D., 1987- Abyssal circulation and benthic foraminiferal change near the Paleocene/Eocene boundary. Paleoceanography, 2: 741-761.
- Miller, R. L. y Khan, J. S., 1962- Statistical analysis in the geological science. En: John Wiley and Sons, New York, 483p.
- Morozova, V. G.; Kreidenkov, G. P. y Davidson, R. M., 1965- Biostratigrafiya paleotsenovykh otlozhenii Tadzhikskoi depressii. Byul. Mosk. O.-Va. Ispyt. Prir. Otd. Geol., 40(3): 34-55.
- Morrow, A. L., 1934- Foraminifera and Ostracoda from the Upper Cretaceous of Kansas. Jour. Pal., 8(2): 186-205.
- Murray, J. W., 1968- Living foraminifers of lagoons and estuaries. Micropaleontology, 14: 435-455.
- Murray, J. W., 1973- Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. En: Heinemann Educational Books Limited, London, 245p.
- Murray, J. W., 1976- A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. Mar. Geol., 22: 103-119.
- Murray, J. W., 1991- Ecology and paleoecology of benthic foraminifera. En: Logman Scientific and Technical copublished in the United States with John Wiley and Sons Inc., New York, 397p.
- Murray, J. W. y Wright, C. A., 1970- Surface textures of calcareous foraminiferids. Paleontology, 13: 184-187.
- Nakkady, S. E., 1957- Biostratigraphy and inter-regional correlation of the Upper Senonian and Lower Paleocene of Egypt. Jour. Pal., 31(2): 428-447.
- Náñez, C., 1983- Observaciones geológicas en el borde sudoccidental de la Meseta de Colí Toro, Provincia de Río

Negro. Trab. Final Lic., U.B.A., Inédito.

Natland, M. L.; González, E.; Cañón, A. y Ernst, M., 1974- A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. Geol. Soc. Amer. Mem., Colorado, 139: 8-126.

Neagú, T., 1970- Micropaleontological and stratigraphical study of the Upper Cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzau and Riul Negru Rivers (Eastern Carpathians). Mem. Geol. Inst., 12: 1-109.

Newell, N. D., 1962- Paleontologic gaps and geochronology. Jour. Pal., 36: 592-610.

Nullo, F.; Blasco de Nullo, G. y Proserpio, C., 1981b- Estratigrafía del Cretácico superior en el cerro Indice y alrededores, Provincia de Santa Cruz. VIII Congr. Geol. Arg., Actas 3: 373-387.

Nullo, F.; Proserpio, C. y Blasco de Nullo, G., 1981a- El Cretácico de la Cuenca Austral entre el Lago San Martín y Río Turbio. Ed. Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur: 181-220.

Olsson, R. K., 1960- Foraminifera of latest Cretaceous and earliest Tertiary age in the New Jersey Coastal Plain. Jour. Pal., 34(1): 1-58.

Olsson, R. K., 1970- Planktonic foraminifera from base of Tertiary, Millers Ferry, Alabama. Jour. Pal., 44(4): 598-604.

Olsson, R. K. y Nyong, E. E., 1984- A paleoslope model for Campanian-Lower Maestrichtian foraminifera of New Jersey and Delaware. Jour. Foram. Res., 14(1): 50-68

Olsson, R. K.; Hemleben, C.; Berggren, W. A. y Lin, C., 1992- Wall texture classification of Planktonic Foraminifera Genera in the lower Danian. Jour. Foram. Res., 22(3): 195-213.

Parr, W. J., 1938- Upper Eocene Foraminifera from deep borings in King's Park, Perth, Western Australia. Roy. Soc. Western Australia, Jour., 24: 69-101.

Pelto, C. R., 1954- Mapping of multicomponent systems. Jour. Geol., 62: 501-511.

Perch-Nielsen, K., 1979- Calcareous nannofossils at the K/T boundary in Tunisia. En: Christensen, W. K. and Bromley, R. G. (Eds.), K/T Boundary Events Univ. Copenhagen, 1979, 1: 238-243.

Perch-Nielsen, K., 1981a- Nouvelle observations sur les nannofossiles calcaires à la limite Crétacé/Tertiaire près de El Kef, Tunisie. Cah. Micropaléontol., 3: 25-36.

- Perch-Nielsen, K., 1981b- Les coccolithes du Paléocène près de El Kef, Tunisie et leurs ancêtres. *Cah. Micropaléontol.*, 3: 7-23.
- Perch-Nielsen, K.; McKenzie, J. y He, Q., 1982- Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the catastrophic extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 190: 353-371.
- Pessagno, E. A., 1967- Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Paleontographica Am.*, 5: 245-445.
- Petersen, C., 1946- Estudios geológicos en la región del Río Chubut Medio. *Dir. Gen. Min. y Geol., Bs.As., Bol.* 59.
- Petersen, C., 1949- Informe sobre los trabajos de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945 y 1948. *Dir. Gen. Ind. Min., Bs.As., inédito.*
- Peypouquet, J. P.; Grusset, F. y Mourgniart, P., 1986- Paleooceanography of the Mesogean Sea based on ostracods of the northern Tunisian continental shelf between the Late Cretaceous and Early Paleogene. *Geol. Rundsch.*, 75(1): 159-174.
- Piátnitzky, A., 1938- Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Bol. Inf. Petr.*, 165: 45-85.
- Plummer, H. J., 1926- Foraminifera of the Midway Formation in Texas. *Univ. Texas Bull.*, (2644): 1-206.
- Pospichal, J. J. y Wise, S. W. Jr., 1990a- Calcareous nannofossils across the K/T boundary, ODP hole 690C, Maud Rise, Weddell Sea. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 113: 515- 532.
- Pospichal, J. J. y Wise, S. W. Jr., 1990b- Paleocene to Middle Eocene calcareous nannofossils of ODP Sites 689 and 690, Maud Rise, Weddell Sea. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 113: 613-638.
- Pozaryska, K., 1965- Foraminifera and Biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland. *Paleontol. Pol.*, 14: 1-156.
- Pozaryska, K. y Szczechura, J., 1968- Foraminifera from the Paleocene of Poland, their ecological and biostratigraphical meaning. *Paleontol. Pol.*, 20: 1-107.
- Quilty, P. G., 1973- Cenomanian and Neogene sediments from northeast of Kerguelen Ridge, Indian Ocean. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 20, Parte 3: 361-368.
- Reussell, D. A., 1979- The enigma of the extinction of Dinosaurs.

- Revets, S. A., 1990- The revision of Buliminella Cushman, 1911. Jour. Foram. Res., 20(4): 336-348.
- Rey, M., 1954- Comparaison des microfaunes du Nummulitique Nord-Marocain et du Nummulitique du Golfe du Mexique et de la Mer des Caraïbes. C. R. Congr. Geol. Intiquieme, Alger, 19: 39-60.
- Riccardi, A. C., 1987- Cretaceous paleogeography of Southern South America. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 59: 169-195.
- Riccardi, A. C. y Rolleri, E. O., 1980- Cordillera Patagonica Austral. En: Seg. Simposio Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 2: 1173-1306.
- Riccardi, A. C. y Rolleri, E. O., 1984- Kossmaticeratidae (Ammonitina) Campaniano de la margen sur del Lago Argentino, Santa Cruz, Argentina. Acad. Nac. Cienc., Misc. 70: 1-18.
- Riggi, J. C., 1988- Litoestratigrafía terciaria del subsuelo Fueguino. Asoc. Geol. Arg., Rev., 43(1): 106-120.
- Rizzolo, E. J., 1967- Contribución a la estratigrafía de la parte oriental del Gran Bajo del Gualicho, Provincia de Río Negro. Trab. Final Lic., U.B.A., Inédito.
- Robaszynski, F.; Caron, M.; González Donoso, J. M.; Wonders, A. H. A. and the European Working Group on Plaktonic Foraminifera., 1984- Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. Revue de Micropaléontologie, 26(3-4): 145-305.
- Robaszynsky, F.; Caron, M.; Dupuis, Ch.; Amédéo, F.; González Donoso, J. M.; Linares, D.; Hardenbol, J.; Gartner, S.; Calandra, F. y Deloffre, R., 1990- A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Area. Soc. Nat. Elf Aquitaine, Bull. 14(1): 213-384.
- Robert, C. y Maillot, H., 1990- Paleoenvironments in the Weddell Sea area and Antarctic climates, as deduced from clay mineral associations and geochemical data, ODP Leg 113. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113: 51-70.
- Roll, A., 1937- Estudio geológico de la zona entre el Río Shehuen y el Río Santa Cruz. Y.P.F. Bs. As., Informe inédito
- Romero, E. J., 1977- Polen de Gimnospermas y Fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno) Santa Cruz, Argentina. CIRGEO, Bs. As.: 1-219.
- Rouvillois, A., 1960- Le Thanetien du bassin de Paris. Mus. Nat. Hist. N.S., Ser. C, Mém., 8:91p.

- Russo, A. y Flores, M. A., 1972- Patagonia Austral Extraandina. En: A. F. Leanza (ed. y dir.) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 707-727.
- Russo, A.; Flores, M. A. y Di Benedetto, H., 1980- Patagonia Austral Extraandina. En: Seg. Simposio Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 2: 1431-1462.
- Said, R. y Kenawy, A., 1956- Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminifera from northern Sinai, Egypt. Micropaleontology, 2(2): 105-173.
- Saito, T. y van Donk, J., 1974- Oxygen and Carbon isotope measurements of late cretaceous and early tertiary foraminifera. Micropaleontology, 20: 152-177.
- Salaj, J., 1973- Proposition pour des hypostratotypes du Danian et du Paléocène (Localité type de la formation El Haria, Le Kef, Tunisie Septentrionale). Notes Serv. Géol. Tunisie, 59-66.
- Salaj, J., 1977- The type sections of the Cretaceous and Paleocene of Tunisia proposed for the hypostratotypes and their application for correlation with planktonic zones of Libya. Abstr. 2nd Symp. Geol. Libya, Tripoli, p. 21.
- Salaj, J., 1980- Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). Guds. Bratislava: 1-238.
- Salaj, J.; Pozaryska, K. y Szczechura, J., 1976- Foraminiferida, zonation and subzonation of the Paleocene of Tunisia. Acta Paleontol. Pol., 21(2): 127-190.
- Savin, S. M., 1977- The history of the earth's surface temperature during the last 100 million years. An. Rev. Earth Planet. Sci., 5: 319-355.
- Scheibnerová, V., 1971a- Paleoecology and paleogeography of Cretaceous deposits of the Great Artesian Basin (Australia). Rec. geol. Surv. New South Wales, 13, Parte 1: 5-48.
- Scheibnerová, V., 1971b- Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces. Rec. geol. Surv. New South Wales, 13, Parte 3: 135-174.
- Scheibnerová, V., 1972- Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces. 24th IGC, 1972: 331-338.
- Scheibnerová, V., 1973- Non-tropical Cretaceous foraminifera in Atlantic deep-sea cores and their implications for continental drift and palaeoceanography of the South Atlantic Ocean. Rec. geol. Surv. New South Wales, 15, Parte 1: 19-46.
- Scheibnerová, V., 1976- Cretaceous Foraminifera of the Great Australian Basin. Geol. Survey New South Wales, Mem.,



Paleont. 17: 1-265.

- Schindewolf, O. H., 1954- Über die Möglichen ursachen der Grossen Erdges Chechtlichen Fraunenschnitte. Neues Jb. Geol. Paläont., 10: 457-465.
- Sclater, J. G.; Abbott, D. y Thiede, J., 1977a- Paleobathymetry and sediments of the Indian Ocean. En: Heirtzler et al. (ed.). Indian Ocean Geology and Biostratigraphy. Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 25-60.
- Sclater, J. G.; Hellinger, S. y Tapscott, C., 1977b- The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. Jour. Geol., 85: 509-552.
- Scott, D. B. y Medioli, F. S., 1980- Living vs. total, their relative usefulness in paleoecology. Jour. Pal., 54: 814-831.
- Shackleton, N. J. y Boersma, A., 1981- The climate of the Eocene Ocean. Geol. Soc. London, Jour., 138: 153-157.
- Shackleton, N. J. y Kennett, J. P., 1975- Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in D.S.D.P. sites 277, 279 and 281. En: Kennett, J. P., Houtz, R. E., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 29: 743-756. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Sigal, J., 1974- Comments on Leg 25 Sites in relation to the Cretaceous and Paleogene stratigraphy in the eastern and southeastern Africa coast and Madagascar regional setting. En: Simpson, E. S. W., Schlich, R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 25: 687-723. Washington, D.C.:U.S. Government Printing Office.
- Simpson, J. F., 1966- Evolutionary pulsations and geomagnetic polarity. Geol. Soc. Am., Bull. 77: 227-234.
- Sliter, W. V., 1968- Upper Cretaceous Foraminifera from the southern California and northwestern Baja California, México. Univ. Kansas, Paleont. Contr., 49(7): 1-141.
- Sliter, W. V., 1972- Cretaceous foraminifers-Depth habitats and their origin. Nature, 239: 514-515.
- Sliter, W. V., 1976- Cretaceous foraminifers from the sothwestern Atlantic ocean, Leg 36, Deep Sea Drilling Project. En: Barker, P. F., Dalziel, I. W. D., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36: 519-573. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.
- Sliter, W. V., 1977- Cretaceous benthic foraminifers from the western South Atlantic Leg 39, Deep Sea Drilling Project. En: Supko, P. R., Perch-Nielsen, K., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 39: 657-697. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.

- Sliter, W. V., 1985- Cretaceous redeposited benthic foraminifers from the Deep Sea Drilling Project Site 585 in the East Mariana Basin, Western Equatorial Pacific, and implications for the geologic history of the region. En: Moberly, R., Schlanger, S. O., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 89: 327-361. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Sliter, W. V. y Baker, R. A., 1972- Cretaceous bathymetric distribution of benthonic foraminifers: Jour. Foram. Res., 2: 167-183.
- Smit, J., 1982- Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 190: 329-352.
- Smith, F. D., 1955- Planktonic foraminifera as indicators of depositional environment. Micropaleontology, 1: 147-151.
- Steinmann, C. R., 1883- Reisenotizen aus Patagonien. Neues Jahrb. Min. Geol. u. Pal., Stuttgart 2: 255-258.
- Stott, L. D. y Kennett, J. P., 1990a- Antarctic Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy: ODP Leg 113, Sites 689 and 690. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113: 549-569.
- Stott, L. D. y Kennett, J. P., 1990b- Paleooceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: Stable isotopic results from ODP Leg 113. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113: 829-848.
- Stott, L. D.; Kennett, J. P.; Sackleton, N. J. y Corfield, R. M., 1990- The evolution of antarctic surface waters during the Paleogene: Inferences from stable isotopic composition of planktonic foraminifers, ODP Leg 113. En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113: 849-863.
- Strong, C. P., 1979- Late Cretaceous foraminifera from Kahuitara Tuff, Pitt Island, New Zealand. N.Z. Jour. Geol. Geophys., 22(5): 593-611.
- Tappan, H., 1969- Primary production, isotopes, extinction and the atmosphere. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 4:187-210.
- Ten Dam, A., 1944- Die stratigrafische Gliederung des niederländischen Paläozans und Eozäns nach Foraminiferen. Meded. Geol. Stichting, Ser. C-V, 3: 142p.
- Thierstein, H. R. y Berger, W. H., 1979- Injection events in ocean history. Nature, 276: 461-466.

- Thomas, C. R., 1949- Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile. Am. Assoc. Petr. Geol., Tulsa, Bull. 33(9): 1553-1578.
- Thomas, E., 1990- Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). En: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113: 571-594.
- Tjalsma, R. C., 1976- Cenozoic foraminifera from the South Atlantic, DSDP Leg 36. En: Barker, P. F., Dalziel, P. F., et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36: 493-517. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Tjalsma, R. C. y Lohmann, G. P., 1982- Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. Micropaleontology, Spec. Publ., 4.
- Todd, R. y Kniker, H. T., 1952- An Eocene Foraminiferal fauna from the Agua Fresca shale of Magallanes Province, southernmost Chile. Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ. n°1, 215: 125-131.
- Tucholke, B.; Vogt, P., et al., 1979- Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 43. En: Tuckolke, B., Vogt, P., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 43: 1-1115. Washington, D. C.:U.S. Government Printing Office.
- Vail, P. R.; Mitchum, R. M., Jr. y Thompson, S., 1977- Global cycles of relative changes of sea level. En: Sismic stratigraphy-applications to Hydrocarbon Exploration. Payton, C. E. (ed.). Am. Assoc. Petr. Geol., Memoir 26: 83-97.
- van Andel, Tj. H.; Thide, J.; Sclater, J. G. y Hay, W. N., 1977- Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. Jour. Geol., 85: 651-698.
- van der Zwaan, G. J., 1983- Quantitative analyses and reconstruction of benthic foraminiferal communities. Utrecht Micropaleontological Bull., 30: 9-69.
- Vogt, P. R., 1972- Evidence for global synchronism in Mantle Plume Convection, and possible significance for geology. Nature, 240: 338-342.
- Webb, P. N., 1966- New Zealand Late Cretaceous Foraminifera and Stratigraphy. Schotanus & Jens N.V.: 19. Utrecht.
- Webb, P. N., 1971- New Zealand Cretaceous (Haumurian) Foraminifera and Stratigraphy: A summary. N.Z. Jour. Geol. Geophys., 14(4): 795-828.
- Webb, P. N., 1973a- Upper Cretaceous-Paleocene foraminifera from Site 208 (Lord Howe Rise, Tasman Sea), DSDP, Leg 21. En: Burns, R. E., Andrew, J. E., et al. Initial Reports of the

Deep Sea Drilling Project, 21: 541-573. Washington, D.C.:  
U.S. Government Printing Office.

Webb, P. N., 1973b- Paleocene Foraminifera from Wangaloa and  
Dunedin. N.Z. Jour. Geol. Geophys., 16(1): 109-157.

Weissel, J. K. y Hayes, D. E., 1972- Magnetic anomalies in the  
Southeast Indian Ocean. Antarctic Res. Ser., 19: 165-196.

Weissel, J. K.; Hayes, D. E. y Herron, E. M., 1977- Plate  
tectonics syntesis: the displacements between Australia, New  
Zealand and Antarctica since the late Cretaceous. Mar. Geol.,  
25: 231-277.

Wessely, V. G.; Schreiber, S. O. y Fuchs, R., 1981- Lithofazies  
und Mikrostratigraphie der Mittel-und Oberkreide des  
Molasseuntergrundes im östlichen Oberrösterreich. Jahrb.  
Geol. B.-A., ISSN 0016-7800, Band 124, Heft 1: 175-281.

Wilckens, O., 1906- Die Meeresablagerungen der Kreide und  
Tertiärformation in Patagonia. Neues Jahrb. Min. Geol. u  
Pal., Stuttgart, 21: 98-195.

Wise, S. W.; Ciesielski, P. F.; MacKenzie, D. T.; Wind, F. H.;  
Busen, K. E.; Gombos, A. M.; Haq, B. U.; Lohmann, G. P.;  
Tjalsma, R. C.; Harris, W. K.; Hedlund, R. W.; Beju, N. D.;  
Jones, D. L.; Plafker, G. y Sliter, W. V., 1982-  
Paleontologic and paleoenvironmental syntesis for the  
southwest Atlantic Ocean Basin based on jurassic to holocene  
faunas and floras from the Falkland Plateau. Antarctic  
Geoscience, Craddock C. (ed.): 155-163.

Wolfe, J., 1978- A paleobotanical interpretation of the Tertiary  
climates in the Northern Hemisphere. Am. Sci., 66: 694-703.

Worsley, T. R., 1971- Terminal cretaceous events. Nature, 230:  
318-320.

Worsley, T. R., 1974- The Cretaceous- Tertiary boundary event in  
the ocean. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.,  
Studies in Paleooceanography: 94-125.

Yrigoyen, M., 1962- Evolución de la explotación petrolera en  
Tierra del Fuego. Petrotecnia, 4: 28-38.

Yrigoyen, M., 1969- El Terciario de la Argentina. Petrotecnia,  
19(4): 30-32.

Zambrano, J. J. y Urien, C. M., 1970- Geological outline of the  
basins in southern Argentina and their continuation off the  
Atlantic shore. J. Geophys. Res., 75(8): 1363-1396.